

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS
Departamento de Geodinámico



**ENSAYOS METODOLÓGICOS PARA LA
CUANTIFICACIÓN DE PROCESOS
GEOMORFOLÓGICOS ACTIVOS ASOCIADOS A LA
HIDROLOGÍA DE SUPERFICIE EN LA SIERRA DE
GUADARRAMA Y GREDOS**

**MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR
PRESENTADA POR**

José María Bodoque Del Pozo

Bajo la dirección del doctor:
Andrés Díez Herrero y José Francisco Martín Duque

Madrid, 2007

ISBN: 978-84-669-2992-9



DEPARTAMENTO DE GEODINÁMICA

Facultad de Ciencias Geológicas

Universidad Complutense de Madrid

**ENSAYOS METODOLÓGICOS PARA LA CUANTIFICACIÓN DE
PROCESOS GEOMORFOLÓGICOS ACTIVOS ASOCIADOS A LA
HIDROLOGÍA DE SUPERFICIE EN LAS SIERRAS DE GUADARRAMA
Y GREDOS**

MEMORIA DE TESIS DOCTORAL

José María Bodoque del Pozo

Madrid, año 2006

Directores:

Dr. Andrés Díez Herrero

Unidad de Riesgos Geológicos

Dirección de Recursos Minerales y Geoambiente

Instituto Geológico y Minero de España (IGME)

Dr. José Francisco Martín Duque

Departamento de Geodinámica

Facultad de Ciencias Geológicas

Universidad Complutense de Madrid

A mis padres

Esta memoria, titulada: “*Ensayos metodológicos para la cuantificación de procesos geomorfológicos activos asociados a la hidrología de superficie en las sierras de Guadarrama y Gredos*”, es presentada por **José María Bodoque del Pozo** para optar al grado de **Doctor en Ciencias Geológicas**.

Madrid, 2006

El doctorando

Los Directores de la Tesis

Fdo. José M^a Bodoque del Pozo

Fdo. Andrés Díez Herrero

Fdo. Jose Fco Martín-Duque

Índice

AGRADECIMIENTOS	VI
RESUMEN	IX
ABSTRACT	XI

I. INTRODUCCIÓN

1. PRESENTACIÓN	1
1.1. PLANTEAMIENTO E HIPÓTESIS DE PARTIDA	1
1.2. JUSTIFICACIÓN	4
1.3. CONDICIONES PARA EL ESTUDIO DE PROCESOS GEOMORFOLÓGICOS ACTIVOS ASOCIADOS A LA HIDROLOGÍA DE SUPERFICIE	6
1.4. LA LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA DE LUGARES CON POTENCIALIDAD DE ESTUDIO: ANTECEDENTES GEOMORFOLÓGICOS REGIONALES	10
1.5. ANÁLISIS DE LAS INTERRELACIONES EXISTENTES ENTRE LOS PROCESOS HIDROLÓGICOS Y LOS PROCESOS GEOMORFOLÓGICOS ACTIVOS	12

II. ANTECEDENTES METODOLÓGICOS. HIDROLOGÍA DE LADERAS Y PROCESOS GEOMORFOLÓGICOS ACTIVOS ASOCIADOS. TÉCNICAS Y HERRAMIENTAS DE EVALUACIÓN

2. HIDROLOGÍA DE LADERAS	29
2.1. DETERMINACIÓN DE LAS ‘PÉRDIDAS’ O ABSTRACCIONES INICIALES	30
2.2. MECANISMOS PARA LA PRODUCCIÓN DE ESCORRENTÍA SUPERFICIAL	31
3. EROSIÓN HÍDRICA	37
3.1. EL CONCEPTO DE EROSIÓN HÍDRICA	38
3.2. PROCESOS QUE INTERVIENEN EN LA EROSIÓN HÍDRICA	40
3.3. FACTORES QUE CONDICIONAN LA EROSIÓN HÍDRICA	42
3.4. DEGRADACIÓN ESPECÍFICA	47
3.5. EVALUACIÓN DE LA EROSIÓN HÍDRICA	48

4.	ESTABILIDAD DE LADERAS NATURALES.....	74
4.1.	GENERACIÓN DE UNA AVENIDA DE DERRUBIOS.....	76
4.2.	EVALUACIÓN DE LA ESTABILIDAD DE LADERAS NATURALES.....	84
5.	EVOLUCIÓN EN EL GRADO DE CALIDAD EDÁFICA Y SU RELACIÓN CON LOS PROCESOS HIDROLÓGICOS.....	111
5.1.	EVALUACIÓN DE LA CALIDAD EDÁFICA.....	112
6	MODIFICACIÓN DE LA RESPUESTA HIDROLÓGICA DE UNA CUENCA DEBIDO A CAMBIOS EN LOS USOS DEL SUELO.....	122
6.1.	EVALUACIÓN DEL PROCESO.....	124
III.	EVALUACIÓN CUANTITATIVA DE LOS ESCENARIOS PLANTEADOS	
7.	EVALUACIÓN DE LA EROSIÓN HÍDRICA LAMINAR MEDIANTE ANÁLISIS DENDROCRONOLÓGICO DE RAÍCES EXPUESTAS.....	135
7.1.	INTRODUCCIÓN.....	135
7.2.	METODOLOGÍA.....	138
7.3.	RESULTADOS.....	149
8.	EVALUACIÓN DE LA EROSIÓN HÍDRICA A NIVEL DE CUENCA COMBINANDO MÉTODOS DIRECTOS E INDIRECTOS.....	170
8.1.	INTRODUCCIÓN.....	170
8.2.	METODOLOGÍA.....	174
8.3.	RESULTADOS.....	195
9.	ANÁLISIS DE ESTABILIDAD EN LADERA INFINITA MEDIANTE MODELOS GEOMECÁNICOS, HIDROLÓGICOS E HIDRÁULICOS COMBINADOS.....	200
9.1.	INTRODUCCIÓN.....	200
9.2.	METODOLOGÍA.....	209
9.3.	RESULTADOS.....	229

10. ANÁLISIS DE LA EVOLUCIÓN EN EL GRADO DE CALIDAD EDÁFICA Y SU RELACIÓN CON LOS PROCESOS HIDROLÓGICOS240

10.1.	INTRODUCCIÓN.....	240
10.2.	METODOLOGÍA	247
10.3.	RESULTADOS.....	255

11. MODIFICACIONES EN LA RESPUESTA HIDROLÓGICA DE UNA CUENCA COMO RESULTADO DE LA ACCIÓN ANTRÓPICA261

11.1.	INTRODUCCIÓN.....	261
11.2.	METODOLOGÍA	266
11.3.	RESULTADOS.....	276

IV. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

12. DISCUSIÓN286

12.1.	REVISIÓN CRÍTICA DE TÉCNICAS Y RESULTADOS	286
12.2.	DISCUSIÓN METODOLÓGICA GENERAL	308

13. CONCLUSIONES315

13.1.	ACERCA DE LAS TÉCNICAS UTILIZADAS Y DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS	315
13.2.	CONCLUSIONES GENERALES Y APORTACIONES.....	320
13.3.	PRINCIPALES APORTACIONES.....	322
13.4.	LÍNEAS FUTURAS DE INVESTIGACIÓN.....	323

V. BIBLIOGRAFÍA

REFERENCIAS BLIBIOGRÁFICAS CITADAS324

ÍNDICE DE FIGURAS.....385

ÍNDICE DE TABLAS.....397

Agradecimientos

La elaboración de una tesis doctoral requiere de un sacrificio personal importante por parte del aspirante a alcanzar el grado académico de doctor. Con todo, culminar con éxito esta tarea sólo es posible si se cuenta con el apoyo de un número significativo de personas, y la cobertura económica de una o varias instituciones académicas. Este apoyo no se limita únicamente a un mero asesoramiento científico, también requiere de apoyo logístico y no cabe duda que también personal. Asimismo, una tesis como ésta, en buena medida de carácter multidisciplinar, también ha necesitado de la colaboración de personas con una formación básica distinta a la propia de geólogo.

En primer lugar, quiero dar las gracias a los directores de esta tesis doctoral: Andrés Díez Herrero y José Francisco Martín-Duque. Ellos han cumplido con el papel que en mi opinión debe cumplir un buen director. Básicamente, éste se concreta en proporcionar un marco conceptual que de coherencia a la tesis, así como una propuesta metodológica adecuada e implementable en un periodo razonable de tiempo. Junto con lo anteriormente enunciado, durante estos años también han ejercido una labor de supervisión que ha sido fundamental para abordar con éxito los objetivos inicialmente planteados. También quiero dar las gracias por el apoyo prestado a Javier de Pedraza, director del equipo de investigación en el cual estoy integrado, así como a Rosa María Carrasco y Miguel Ángel Sanz que también forman parte del mismo.

Por otro lado, quiero agradecer a Javier de Pedraza y a Salomón Montesinos por darme la oportunidad de comenzar una carrera como investigador. Inicialmente, esta confianza se concretó con la concesión de una beca MIT (modalidad FP2). Posteriormente, me integré como becario FPI en el proyecto “Elaboración mediante técnicas SIG (Sistemas de Información Geográfica) de mapas de peligrosidad debida a los movimientos en masa en dos sectores de la Sierra de Gredos (Sistema Central)” (REN 2002-01361), cuyo investigador principal ha sido Javier de Pedraza Gilsanz. Probablemente, sin la concesión de esta segunda beca no me hubiera sido posible finalizar la tesis.

Como ya apuntaba con anterioridad, esta tesis destaca por su enfoque

multidisciplinar. Ello hizo posible que pudiéramos contar con la colaboración de expertos en distintas áreas de conocimiento, a los cuales quiero expresar mi más sincero agradecimiento. Juanma Rubiales llevó a cabo el análisis anatómico de raíces expuestas. Prueba de su buen hacer, es que una síntesis del capítulo VII de esta tesis ha sido publicada en 2005 en la revista CATENA bajo el título “Sheet erosion rates determined by using dendrogeomorphological analysis of exposed tree roots: two examples from Central Spain”. En esta investigación también jugaron un papel importante Andy Godfrey, él nos propuso el uso de técnicas dendrogeomorfológicas para evaluar la erosión hídrica —aprovecho para expresar mis condolencias a los familiares y amigos de Andy, que falleció el 18 de agosto de 2006 a la edad de 66 años—, Mar Génova nos proporcionó los medios técnicos y los conocimientos necesarios para medir la anchura de los anillos de crecimiento de raíces expuestas y, por último, María Gómez realizó los trabajos de tinción de raíces expuestas de Quercus ilex. Guadalupe de Marcelo colaboró en la investigación histórica necesaria para realizar la evaluación paleohidrológica en el arroyo Clamores, mientras que Gemma Barber, en este mismo arroyo, llevó a cabo el modelo hidráulico del puente de Valdevilla para el evento de 23 de junio de 1733. Por último, Bouchra Haddad revisó críticamente el contenido de los capítulos IV y IX.

Igualmente, quiero dar las gracias a todos los organismos y personas que nos han apoyado durante todos estos años. Santiago Peralta, Jefe de la Sección de Vías y Obras del Área de Urbanismo del Ayuntamiento de Segovia, facilitó la información acerca de las obras de impermeabilización de la presa de Puente Alta. Javier Donés, director del Centro de Montes de Valsaín, proporcionó los datos y los medios que hicieron posible las investigaciones llevadas a cabo en la cuenca del embalse de Puente Alta y en la senda Schmidt. La Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Castilla y León dio el permiso para muestrear raíces expuestas en Monterrubio. Alberto Díez y Rodolfo Masegosa ayudaron durante los muestreos, mientras que Miguel Ángel Moreno y Mariano Carabias cortaron y pulieron las secciones de raíz. David Díez Frontón, director de la planta de tratamiento de aguas residuales de la ciudad de Segovia, proporcionó los datos foronómicos necesarios para llevar a cabo la evaluación hidrológico-hidráulica en la cuenca del arroyo Clamores, al tiempo que Manuel Marcos,

arquitecto del ayuntamiento de Segovia, suministraba la información cartográfica utilizada en la investigación citada. En los trabajos que venimos realizando en la cuenca de Venero Claro han colaborado: el Servicio Territorial de la Consejería de Medio Ambiente, y en particular el agente medioambiental José Luís Galán; la Obra Social de Caja Ávila, y en particular Florencio Villalonga, el Asocio de Ávila, el Ayuntamiento de Navaluenga y la Confederación Hidrográfica del Tago (Ministerio de Medio Ambiente).

Finalmente, quiero dedicar esta tesis doctoral a mis padres quienes, como muchos otros que padecieron los rigores de la postguerra civil española, sacrificaron sus vidas y sus aspiraciones por proporcionar oportunidades a sus hijos que ellos jamás disfrutaron. Esta tesis doctoral aspira a convertirse en un pequeño homenaje a todos ellos.

Resumen

Esta tesis doctoral parte de la hipótesis según la cual es posible cuantificar procesos geomorfológicos activos utilizando metodologías variadas en función de la escala espacio-temporal del fenómeno hidrológico asociado. Con el fin de verificar esta hipótesis, se han ensayado una serie de metodologías, al objeto de establecer y cuantificar las interacciones existentes entre algunos procesos geomorfológicos activos presentes en sectores de las sierras de Guadarrama y Gredos y la escorrentía superficial y subsuperficial. La selección de los procesos se hizo sobre la base de la consideración de aquéllos que pertenecen a distintas fases del proceso lluvia-escorrentía, y cuya actuación está muy condicionada por las características geomorfológicas existentes a escala de cuenca hidrográfica.

Se ha llevado a cabo una evaluación cuantitativa de cinco escenarios diferenciados de las Sierras de Gredos y Guadarrama, cuya definición y ubicación ha venido dada por la información disponible. Para llevar a cabo dicha caracterización, se han aplicado una serie de técnicas y herramientas, tales como los geoindicadores y los modelos matemáticos. Igualmente, aparte de abordar las distintas problemáticas desde un enfoque geológico, también se ha aplicado los principios asociados a otras ciencias, tales como: dendrocronología; hidrología; hidráulica, geotecnia y estadística.

Los principales resultados de esta investigación han sido los siguientes: (1) la utilización de técnicas dendrogeomorfológicas en raíces expuestas de *Pinus sylvestris* ofrece buenos resultados para estimar tasas de erosión hídrica laminar; (2) la evaluación de la erosión hídrica realizada mediante métodos indirectos tipo RUSLE ó MUSLE ofrece resultados similares a los obtenidos mediante métodos directos; (3) la utilización de un método de análisis de estabilidad basado en el concepto de ladera infinita y su integración con un modelo hidrológico simplificado, ha permitido estimar la lluvia crítica umbral que desencadenó una avenida de derrubios ocurrida el 18 de diciembre de 1997; y el uso del método hidráulico del calado crítico hizo posible determinar el caudal punta de dicha corriente; (4) el seguimiento de la superficie de una explotación minera restaurada, mediante el uso de agujas de erosión e indicadores edáficos, ha puesto de manifiesto la recuperación de una dinámica hidrológica superficial y subsuperficial tendente a producir edafogénesis, con ausencia de procesos de erosión hídrica; (5) la utilización de técnicas paleohidrológicas y de modelos hidrológicos e hidráulicos ha

permitido cuantificar la modificación del funcionamiento hidrológico (respecto al incremento del caudal punta y la disminución de los tiempos característicos del hidrograma) de una pequeña cuenca como consecuencia de un proceso histórico de urbanización.

Como conclusión, se verifica la hipótesis de partida, referida a la posibilidad de cuantificar los procesos geomorfológicos activos asociados a los fenómenos hidrológicos. Sin embargo, las metodologías utilizadas presentan unas limitaciones y carencias que restringen la extrapolación espacio-temporal de los resultados; no así de los procedimientos, perfectamente aplicables para la cuantificación de procesos en otros lugares y momentos.

PALABRAS CLAVE: hidrogeomorfología, dendrogeomorfología, modelos matemáticos, geoindicadores, paleohidrología

Abstract

This doctoral thesis starts from the following hypothesis: is it possible to quantify the rate of active geomorphic processes by using different methodologies as a function of the time and space scale of the hydrological phenomena associated with them. With the purpose of verifying this hypothesis, several methodologies have been tested, with the aim of establishing the relationships among the hydrological-driven active geomorphic processes acting in different areas of the Guadarrama and Gredos Mountains. The selection of scenarios and processes to be monitored was made on the basis of their belonging to the different phases of the water movement on slopes (the hydrological cycle from hillslopes to rivers), and which incidence is conditioned by the geomorphic characteristics of the land at a watershed scale.

A characterization, evaluation and quantification of five scenarios of geomorphic active processes driven by hydrological processes have been carried out. The selection of those scenarios was conditioned by the existence of available information. To evaluate these scenarios, a series of techniques and tools have been applied; they range from geoindicators to mathematical models, and they have been complemented with principles associated to others sciences, such as dendrology, hydrology, hydraulics, geotechnics and statistics.

The main results of this doctoral thesis have been the following: (1) the use of dendrogeomorphological techniques on exposed tree roots of *Pinus sylvestris* provides very satisfactory results to obtain sheet erosion rates (either natural or human-induced); (2) the evaluation of hydric erosion in the north slope of the Guadarrama Mountains, by means of indirect methods, such as RUSLE or MUSLE, presents similar results to those obtained by direct methods; (3) the application of an stability analysis based on the 'infinite slope' concept, and its integration with a simplified hydrological model, allowed us to estimate the critical threshold rain that triggered a debris flood on December 18, 1997; on the other hand, the use of the hydraulic method of the critical depth made possible to know the peak discharge of that flood; (4) the monitoring of a restored abandoned mine surface, by the using of erosion nails and edaphic indicators, allowed to prove the recovery of the superficial and sub-superficial hydrological processes of the restored surface, aimed to a edaphogenesis tendency, and to a minimum incidence of hydric erosion; (5) the use of palaeohydrological, hydrological and hydraulic

methods and models has allowed to quantify the modification of the hydrological functioning (with respect to the peak discharge and reduction of the basin lag of the hydrogram) of a small watershed, as a consequence of an historical process of urbanization.

As a conclusion, the starting hypothesis, referred to the possibility of quantifying the rate of active geomorphic processes associated to hydrologic phenomena is verified. However, the used methodologies show a series of constraints about the time and space extrapolation of results. These limitations do not the methodologies in themselves, perfectly applicable for the quantification of active geomorphic processes in other places and time periods.

KEYWORDS: hydrogeomorphology, dendrogeomorphology, mathematical models, geoindicators, paleohydrology

I

INTRODUCCIÓN

1. PRESENTACIÓN

1.1.PLANTEAMIENTO E HIPÓTESIS DE PARTIDA

1.2.JUSTIFICACIÓN

1.3.CONDICIONES PARA EL ESTUDIO DE PROCESOS GEOMORFOLÓGICOS ACTIVOS ASOCIADOS A LA HIDROLOGÍA DE SUPERFICIE

1.4.LA LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA DE LUGARES CON POTENCIALIDAD DE ESTUDIO: ANTECEDENTES GEOMORFOLÓGICOS REGIONALES

1.5.ANÁLISIS DE LAS INTERRELACIONES EXISTENTES ENTRE LOS PROCESOS HIDROLÓGICOS Y LOS PROCESOS GEOMORFOLÓGICOS ACTIVOS

1.5.1. ANTECEDENTES

1.5.1.1. Líneas de investigación dependientes de la hidrogeomorfología

1.5.2. ESTRUCTURA DE LA INVESTIGACIÓN PROPUESTA

1.5.2.1. Técnicas y herramientas utilizadas a nivel general

1. PRESENTACIÓN

1. PRESENTACIÓN

Se presenta esta memoria para optar al Grado de Doctor en Ciencias Geológicas por la Universidad Complutense de Madrid. Contiene la Tesis Doctoral de D. José María Bodoque del Pozo titulada “***Ensayos metodológicos para la cuantificación de procesos geomorfológicos activos asociados a la hidrología de superficie en las sierras de Guadarrama y Gredos***”; que ha sido dirigida por los Doctores: D. Andrés Díez Herrero, Investigador Titular del Instituto Geológico y Minero de España (IGME), y D. José Francisco Martín-Duque, Profesor Contratado Doctor del Departamento de Geodinámica (Facultad de Ciencias Geológicas) de la citada Universidad. La misma, se encuentra estructurada en trece capítulos y sus correspondientes epígrafes y subapartados, englobados en cuatro grandes bloques temáticos: **I. Introducción; II Hidrología de laderas y procesos geomorfológicos activos asociados. técnicas y herramientas de evaluación; III Evaluación cuantitativa de los escenarios planteados; IV Discusión y conclusiones.** Un quinto bloque incluye las referencias bibliográficas citadas y un índice de figuras y tablas.

En parte, esta Tesis se ha realizado en el contexto del proyecto de investigación “*Elaboración mediante técnicas SIG (Sistemas de Información Geográfica) de mapas de peligrosidad debida a los movimientos en masa en dos sectores de la Sierra de Gredos (Sistema Central)*” (REN 2002-01361), financiado por el Ministerio de Ciencia y Tecnología, y cuyo investigador principal ha sido D. Javier de Pedraza Gilsanz.

1.1. PLANTEAMIENTO E HIPÓTESIS DE PARTIDA

En el contexto internacional actual, las investigaciones geomorfológicas están dominadas por el estudio de los procesos geomorfológicos activos. Esta situación puede comprobarse de un análisis de los artículos más recientes publicados en las revistas de mayor impacto de esta ciencia, tales como *Geomorphology*, *Earth Surface Processes and Landforms*, *Zeitschrift für Geomorphologie* o *Catena*. Sirvan como ejemplos algunas referencias de trabajos publicados en esas revistas en este mismo año 2006: Greenbaum & Bergman (2006), Chen *et al.* (2006), Johnson & Warburton (2006), Bochet (2006), Assouline & Ben-Hur (2006), Vigiak *et al.* (2006).

En los últimos años, una buena parte de la geomorfología española se ha orientado hacia ese campo, y prueba de ello lo constituyen las propias aportaciones de autores de nuestro país a las revistas anteriormente citadas, con estudios sobre procesos geomorfológicos activos (Benito *et al.*, 1992; Gallart *et al.*, 1992; Gutiérrez *et al.*, 1998; García Ruiz *et al.*, 2005; entre muchísimos otros). Igualmente, los análisis bibliométricos realizados sobre los artículos elaborados por autores españoles y publicados en revistas nacionales e internacionales, así como las ponencias presentadas en reuniones nacionales confirman esta tendencia (García Ruiz, 1999; Gómez-Ortiz & Pérez-González, 2001; Benito & Díez, 2004 a, b).

Sin embargo, a nivel regional aún existen grandes territorios de nuestro país en los que no se han llevado a cabo estudios sobre procesos geomorfológicos activos, no se han ensayado metodologías para su caracterización, y tampoco se han realizado intentos de cuantificar la actividad de dichos procesos. Éste es el caso de una buena parte del centro peninsular, incluyendo grandes extensiones del Sistema Central y de las Cuencas del Duero y del Tajo (submesetas Norte y Sur).

En este contexto, esta tesis doctoral trata de ensayar una serie de metodologías para la cuantificación y caracterización dinámica de algunos procesos geomorfológicos activos en sectores de las Sierras de Guadarrama y Gredos. Concretamente, procesos asociados a la dinámica hidrológica superficial y subsuperficial.

Aparte de su actualidad científica, debida a la tendencia dominante en el campo meramente académico, sucede además que la vertiente aplicada y las oportunidades estratégicas de desarrollar este tipo de conocimientos son muy importantes.

Así, en el contexto socioeconómico de nuestro país, con una gran presión sobre el territorio (crecimiento urbano, modificación del relieve por actividades mineras que abastecen a la obra pública y a la construcción, degradación del suelo debida a malas prácticas agrícolas y forestales...), el estudio de los procesos geomorfológicos activos de una región puede contribuir a mejorar nuestra comprensión de los sistemas naturales de la superficie terrestre, en la interfase sustrato-suelo-agua-vegetación, y finalmente a conocer qué medidas de manejo o gestión ambiental pudieran llegar a

ser más adecuadas. Igualmente, permite hacer simulaciones y estimaciones de los efectos de distintos modelos de gestión territorial.

En este sentido, es interesante ver la evolución de la Geomorfología de los procesos activos a lo largo de los últimos 150 años, y su relación con 'el territorio' y el 'medio ambiente', lo que permite centrar el contexto de esta tesis. Así:

- (1) A mediados del siglo XIX, J.W. Powell inició una serie de estudios geomorfológicos en el Oeste de Estados Unidos, dirigidos a evaluar el territorio en función de las capacidades y limitaciones de uso que éste tenía. El objetivo era promover su desarrollo racional y su conservación, ante la llegada masiva de población desde el Este del continente.
- (2) G.K. Gilbert siguió, bajo la dirección de J.W. Powell, los estudios de esta región, iniciando el análisis de los procesos geomorfológicos activos desde una perspectiva 'moderna'.
- (3) Durante buena parte de la primera mitad del siglo XX, los estudios sobre procesos geomorfológicos activos estuvieron eclipsados por las investigaciones sobre evolución del relieve y del paisaje, siguiendo las ideas de W.M. Davis.
- (4) Sin embargo, en la segunda mitad del siglo XX, una serie de autores, mayoritariamente estadounidenses (Horton, Strahler, Wolman, Chorley, Langbein, Leopold, Schumm, Costa, Baker, Hack...) retomaron las ideas de Gilbert y modificaron completamente el panorama geomorfológico 'global', centrándolo en la comprensión de los procesos geomorfológicos y en el estudio de las tasas de actuación de dichos procesos. Inicialmente, esta fase tuvo un componente más tecnológico, relacionado en muchos casos con obras de ingeniería, sobre todo en el medio fluvial.
- (5) El incremento de la preocupación por los temas ambientales ocurrido en las tres últimas décadas ofrece, como ya hemos indicado, una inmejorable oportunidad a las investigaciones geomorfológicas sobre procesos activos. Así, el conocimiento

sobre cómo ‘funciona’ una determinada unidad geomorfológica, o forma del terreno, de características litológicas y morfológicas conocidas (por ejemplo una morrena, un canchal, una duna, una cárcava, una determinada ladera) y bajo unas condiciones ambientales también conocidas (por ejemplo climáticas, del tipo de uso del suelo...) puede permitir extrapolar esa información a unidades de características fisiográficas similares, así como poner en funcionamiento prácticas de ordenación y gestión del territorio que permitan evitar efectos no deseados, bien sobre las personas y sus bienes (evitando que sean afectados por catástrofes o desastres naturales), bien sobre el propio medio ambiente (medidas de conservación o restauración ambiental). O simplemente conocer el funcionamiento de un proceso geomorfológico natural, como investigación básica, cuyas aplicaciones puede estar aún por descubrir.

De esta manera, la hipótesis de partida de esta tesis doctoral se plantea de la siguiente manera: es posible cuantificar procesos geomorfológicos activos utilizando metodologías variadas en función de la escala espacio temporal del fenómeno hidrológico.

Éste es el marco en el que ha desarrollado esta tesis doctoral, conscientes de que el estudio de los procesos geomorfológicos activos asociados a la hidrología de superficie puede constituir una aportación relevante al conocimiento del medio ambiente de las sierras de Gredos y Guadarrama.

1.2. JUSTIFICACIÓN

El interés que tiene el análisis de procesos geomorfológicos activos asociados a la hidrología de superficie, y para la región objeto de estudio, y por tanto las razones por las cuales se considera pertinente plantear esta investigación, son las siguientes:

- (1) Se trata de los procesos geomorfológicos activos más abundantes en esta región, con potencialidad para actuar en la práctica totalidad del territorio (Martín-Duque *et al.*, 2003).

2. Existen muy pocos estudios sobre procesos geomorfológicos activos en esta región: algunos análisis ligados a la actividad nival (Palacios & Marcos, 2000; Palacios *et al.*, 2003a; Andrés & Palacios, 2004; Marcos & Palacios, 2004a; 2004 b), gravitacional (Carrasco & Pedraza, 1992; Díez & Martín-Duque, 1993; Palacios *et al.*, 2003b; Carrasco *et al.*, 2000; 2003a; 2003b), y algún trabajo aislado sobre procesos geomorfológicos activos relacionados con la hidrología superficial (Díez & Pedraza, 1994; 1997a y 1997b; Díez & Sanz, 1997 y 1998; Díez, 1999; 2001; 2003; 2004; 2005b; Díez *et al.*, 2004).
- (3) La erosión hídrica es el principal proceso responsable de la degradación del suelo (Kirkby & Morgan, 1980), y por tanto de la degradación del territorio desde el punto de vista de su capacidad productiva y de sus funciones ecológicas. Así las cosas, está ampliamente reconocido, referido y documentado que grandes extensiones de la península Ibérica muestran una alta susceptibilidad a esos procesos de degradación del suelo (Brandt & Thornes, 1996; Burke & Thornes, 2004). En este sentido, estudios metodológicos como los aquí desarrollados contribuyen a mejorar el conocimiento de los procesos que intervienen en esa posible degradación.
- (4) Dada la naturaleza compleja del proceso erosivo, en la que intervienen múltiples factores (geomorfológicos, climáticos, de vegetación, uso y manejo por parte del hombre...), existe la necesidad de llevar a cabo ensayos metodológicos que permitan aproximar al conocimiento y la cuantificación de procesos como la escorrentía, la infiltración e hidrología subsuperficial, la producción de sedimentos, la respuesta hidrológica del suelo...
- (5) La repercusión que tienen algunos cambios en los usos del suelo (como el aumento de la urbanización) en la escorrentía y en la respuesta hidrológica de las cuencas hidrográficas parece estar detrás de procesos como el incremento de las inundaciones y sus efectos. Dada la repercusión que estas inundaciones tienen en las actividades humanas, existe también una necesidad evidente de estudios que permitan aproximar al conocimiento del fenómeno, y también a cuantificarlo.

1.3. CONDICIONES PARA EL ESTUDIO DE PROCESOS GEOMORFOLÓGICOS ACTIVOS ASOCIADOS A LA HIDROLOGÍA DE SUPERFICIE

El estudio de procesos geomorfológicos activos asociados a la hidrología de superficie tiene que llevarse a cabo bajo unas determinadas circunstancias, tales como:

- (1) Disponibilidad de datos previos, y periódicos, de parámetros físicos o químicos de aguas, suelos, topografía..., que abarquen preferiblemente una serie de años y que permitan por tanto su análisis temporal.
- (2) La existencia de una cierta infraestructura instrumental, que posibilite una toma sistemática de datos durante un periodo mínimo de años.
- (3) Disponibilidad de datos reales sobre transferencia o acumulación de sedimentos, condiciones de partida..., que permitan realizar comparaciones con métodos y estimaciones indirectas.
- (4) Identificación de indicadores que hagan posible la determinación de tasas de actuación de procesos geomorfológicos activos en relación con la hidrología superficial.
- (5) Existencia de registros históricos detallados sobre evolución o variación de usos del suelo, que asociados con datos históricos de eventos hidrológicos extremos y registros meteorológicos e hidrológicos, permitan estudiar y predecir variaciones en la respuesta hidrológica de una cuenca.

A la vista de lo recién expuesto, es preciso subrayar que nuestra investigación se inscribe en la de un grupo de trabajo que viene realizando estudios geomorfológicos de diversa índole en las Sierras de Gredos y Guadarrama, de manera que datos o información de alguno de esos estudios han permitido la realización de investigaciones *ad hoc*, dirigidas a la elaboración de esta tesis doctoral, y siempre desde una óptica de procesos geomorfológicos activos asociados a la dinámica

hidrológica superficial. Así:

- (1) Durante el periodo diciembre de 2002 a diciembre de 2005 se ha desarrollado el proyecto de investigación titulado “Elaboración mediante técnicas SIG (Sistemas de Información Geográfica) de mapas de peligrosidad debida a los movimientos en masa en dos sectores de la Sierra de Gredos (Sistema Central)” (REN 2002-01361). La instalación, en el marco de dicho proyecto, de una serie de pluviómetros y de un limnómetro han permitido modelar, desde un punto de vista hidrológico, la cuenca hidrográfica de Venero Claro (Sierra del Valle, macizo de Gredos). Uno de los objetivos de esa modelación ha consistido en el análisis de procesos geomorfológicos activos, de tipo flujos de derrubios (*debris flow*) y avenidas de derrubios (*debris flood*), asociados a eventos hidrológicos extremos. Dicha investigación se inscribía parcialmente en el marco de esta tesis doctoral, lo que justificó mi vinculación a ese proyecto como becario predoctoral.
- (2) En 1995, nuestro equipo de investigación proyectó, y supervisó la ejecución, de la restauración ambiental de una explotación minera abandonada en el piedemonte norte de la Sierra de Guadarrama, municipio de Orejana, provincia de Segovia (Martín-Duque *et al.*, 1988). Al llevar a cabo dicha restauración, sobre la antigua explotación minera se extendió una formación superficial coluvionar de naturaleza carbonática, destinada a constituir un soporte para la evolución de un futuro suelo. Partiendo de esa situación inicial recién descrita, la investigación llevada a cabo en el marco de esta tesis doctoral ha consistido en realizar un seguimiento de la evolución de las propiedades edáficas y la esorrentía en la superficie restaurada, tratando de verificar qué procesos geomorfológicos e hidrológicos tienen lugar en un suelo que comienza su evolución “desde cero”. Es decir, que inicia su evolución desde un sustrato que carece de propiedades edáficas. Todo ello ha permitido estudiar la variación inicial de un suelo referida a la erosión hídrica y a la evolución en el tiempo de distintas propiedades edáficas. Se han utilizado para ello análisis edáficos periódicos y agujas de erosión.

Para el estudio de otros procesos geomorfológicos activos asociados a la hidrología

de superficie, en el ámbito regional de las sierras de Gredos y Guadarrama, se ha realizado una prospectiva de información que permitiera abordar dichos análisis, habiéndose obtenido:

- (3) Información sobre el volumen de sedimentos depositados en el vaso de un pequeño embalse de la vertiente norte del Guadarrama (embalse de Puente Alta o Revenga). Este parámetro se conoció al ser sometido ese embalse a un vaciado parcial durante los meses de agosto-septiembre de 1995, con el fin de impermeabilizar el paramento aguas arriba de la cerrada. La medida de volumen de aterramiento de la presa de Revenga durante el periodo 1955-1995 aparece recogida en el proyecto de vaciado para la impermeabilización del paramento, realizado por encargo de la Concejalía de Obras Públicas del Ayuntamiento de Segovia. En el mismo, se señala: *“se comprobó en el fondo del vaso la presencia de bancos de sedimentos con un espesor que variaba en un rango de 2-3 m”*, estimándose un volumen de 40.000 m³ (Rodríguez, 1996). En definitiva, la disposición de esa información ha permitido estudiar el grado de ajuste de métodos indirectos de determinación de la erosión hídrica.
- (4) Localización de lugares con abundancia de raíces de árboles expuestas, como consecuencia de la actuación de la erosión hídrica laminar, anormalmente elevada por distintos factores. La ubicación de estas localizaciones (Senda Schmidt en el Pinar de Valsaín, y laderas del arroyo Chico, en el municipio de Monterrubio, provincia de Segovia), ha hecho posible experimentar el uso de técnicas dendrogeomorfológicas para la determinación de tasas de erosión laminar. Es un dato destacable que la cuantificación de dichos procesos con la técnica mencionada en el marco de esta tesis doctoral constituye el primer ejemplo de este tipo de análisis en nuestro país.
- (5) Abundante información histórica en el entorno de la ciudad de Segovia sobre: a) registros de marcas de aguas dejadas por inundaciones pasadas; b) evolución de usos del suelo (evolución de la urbanización de este entorno a partir de grabados históricos y planos urbanísticos de la ciudad, como cartografías urbanas digitales a 1:500); c) planos de obras hidráulicas (como puentes) que han permitido

reconstruir topografías naturales de cauces hoy modificados; d) disponibilidad de series temporales de registro continuo de lluvia (en la estación meteorológica automática de Segovia), así como datos de caudales procedentes de la estación depuradora de aguas residuales (EDAR) de Segovia.

Este conjunto de información ha permitido estudiar en qué medida se han modificado la respuesta hidrológica, y los procesos geomorfológicos asociados, en una pequeña cuenca hidrográfica próxima a la ciudad de Segovia (cuenca del arroyo Clamores), como consecuencia de la urbanización progresiva de la misma. El estudio se ha basado en un análisis retrospectivo, en el que la determinación mediante técnicas paleohidrológicas de los caudales punta asociados a distintas avenidas históricas acontecidas en la cuenca permitía determinar la cantidad total de lluvia necesaria para derivar tales caudales. Para ello, se hacía necesario implementar un modelo hidrológico de precipitación-escorrentía, que previamente debía ser calibrado. Seguidamente, sobre la base del desarrollo urbanístico presente hoy día en la cuenca, se podría determinar cuál sería el comportamiento hidrológico actual de la misma si acontecieran eventos de lluvia como los que desencadenaron las avenidas históricas antedichas.

En definitiva, los cinco escenarios descritos reunían un mínimo de condiciones para la organización de una investigación específica sobre procesos geomorfológicos activos asociados a la dinámica hidrológica de superficie. La estructuración de esa investigación ha atendido a dos denominadores comunes: a) su localización geográfica en laderas y piedemontes de las sierras de Gredos y Guadarrama (más concretamente en la vertiente norte de la Sierra de Guadarrama y en la Sierra del Valle); b) constituir procesos que pertenecen a distintas fases de la distribución espacial de la escorrentía y erosión hídrica dentro de una ladera o cuenca hidrográfica.

1.4. LA LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA DE LUGARES CON POTENCIALIDAD DE ESTUDIO: ANTECEDENTES GEOMORFOLÓGICOS REGIONALES

Los antecedentes geomorfológicos de los sectores de las Sierras de Gredos y Guadarrama considerados se remontan a finales del siglo XIX. Así, desde las postrimerías del siglo XIX, y fundamentalmente desde los años 30 hasta la década de 1970 del siglo XX, comienzan sus trabajos geomorfológicos un conjunto de autores germanos, fundamentalmente centrados en la morfología de las sierras de Guadarrama y Gredos: Fischer (1894), Schmieder (1915-1953), Schröder (1930-1948), Schwenzner (1936-1943), Lautensach y Meyer (1961), Beckmann (1967) y Brosche (1971-1978); sus aportaciones serían cruciales para la comprensión de la configuración del relieve del Sistema Central, al presentar nuevos modelos evolutivos. Igualmente, siguiendo la estela de E. Hernández Pacheco y Dantín Cereceda, inician sus estudios geomorfológicos como C. Vidal Box, cuya obra es básica en la comprensión morfoestructural del Sistema Central y áreas aledañas.

Tras el paréntesis de los años de la Guerra Civil y la postguerra, los estudios geomorfológicos sobre el centro peninsular se polarizan en dos ámbitos: uno geográfico, con autores como L. Solé Sabarís y M. de Terán, y el francés P. Birot; y otro geológico, con científicos como E. y F. Hernández Pacheco y C. Vidal Box. Entre los trabajos de esta época destacan: Hernández-Pacheco (1933), Hernández-Pacheco & Vidal Box (1934), Vidal Box (1937, 1942, 1948), Birot (1937, 1945, 1951), Birot & Solé Sabarís (1954), Solé Sabarís *et al.* (1952). La celebración en Madrid durante el año 1957 del Congreso Internacional del Cuaternario (INQUA) supuso una nueva oportunidad de realizar una labor de síntesis y recopilación de la información geomorfológica del centro peninsular (Hernández-Pacheco, 1957).

Ambos grupos darían lugar a sendas escuelas que fructificarían a partir de los años setenta con la apertura a círculos académicos franceses, anglosajones y de Europa del Este. Del ámbito geográfico surgirían investigadores como E. Martínez de Pisón, J.J. Sanz Donayre, M. Arenillas, J. Muñoz, T. Bullón y C. Sanz; del ámbito geológico,

investigadores como A. Pérez González, J. de Pedraza, M.G. Garzón, P. Fernández y J.D. Centeno.

La revisión de esos antecedentes más recientes, fundamentalmente de trabajos de finales del siglo XX (en lo que puede ser incluido como una geomorfología ‘moderna’) ha pretendido conocer el grado de conocimiento de los procesos geomorfológicos activos asociados a la hidrología superficial en este ámbito regional.

En la vertiente norte del Guadarrama, durante las décadas de 1970, 1980 y 1990 se llevó a cabo un importante desarrollo de los estudios geomorfológicos regionales. Su objetivo principal fue la explicación de la génesis y evolución del relieve, teniendo por tanto un carácter casi exclusivamente morfogenético. Por este motivo, en su práctica totalidad, incluían cartografías geomorfológicas detalladas y memorias explicativas de las mismas.

Se trata de las cartografías geomorfológicas incluidas en los mapas geológicos a escala 1:50.000 de la serie MAGNA (hojas 457, 458, 482, 483, 484, 507 y 508, ITGE 1990 y 1991 a-f), y de las tesis doctorales de: Fernández García (1987), sobre la zona situada entre el Sistema Central y el Macizo de Santa María la Real de Nieva; Bullón (1988), en el sector occidental de la Sierra de Guadarrama; Sanz Herraiz (1988), sobre el relieve del Guadarrama oriental; Moreno Sanz (1989), sobre las zonas kársticas en la vertiente norte de la Sierra de Guadarrama. En 1997, la tesis doctoral de Martín-Duque se centra en geomorfología aplicada a la ordenación territorial y restauración del paisaje. Y más recientemente Barea (2001) ha investigado la evolución kárstica y paleoclimática de este sector.

A su vez, la elaboración de esas tesis dio lugar a numerosos artículos científicos, bien durante su preparación, bien con posterioridad (Bullón, 1977; Sanz Herraiz, 1977; Gutiérrez Elorza & Rodríguez Vidal, 1978; Moreno, 1978, 1979, 1980; Centeno *et al.*, 1983; Moreno y Sanz Donaire, 1983; Fernández, 1988; Martín-Duque, 1992; Barea *et al.*, 1999, 2000, 2002 a, b y c; Barea, 2002). Finalmente, otros trabajos de carácter puntual o general completan ese panorama (Pedraza, 1994, entre otros).

Respecto a la Sierra de Gredos, y en particular su sector Oriental, tras las contribuciones geomorfológicas de autores germanos a inicios del siglo XX (Schmieder, Schröder y Schwenzner, principalmente), los trabajos del último tercio de la pasada centuria corrieron a cargo fundamentalmente de investigadores del Departamento de Geodinámica de la UCM, destacando las tesis doctorales y de licenciatura de: Garzón (1972, 1980), Fernández (1976), Pedraza (1978), Vázquez (1986) y Díez (2001).

En definitiva, tal y como puede deducirse de esta revisión, el estudio de procesos geomorfológicos activos en las Sierras de Gredos y Guadarrama ha sido, hasta la fecha, realmente escaso. Apenas unos pocos trabajos han incidido en esta temática, analizando la influencia de: (a) procesos nivales (Palacios & Marcos, 2000; Palacios *et al.*, 2003a; Andrés & Palacios, 2004; Marcos & Palacios, 2004 a; 2004 b); (b) procesos gravitacionales (Carrasco & Pedraza, 1992; Díez & Martín-Duque, 1993; Carrasco *et al.*, 2000; Palacios *et al.*, 2003b; 2003a; 2003 b). Pero más escaso aún ha sido el estudio de esos procesos activos asociados a la hidrología superficial, donde apenas unos pocos trabajos han tratado el tema (Díez & Pedraza, 1994; 1997a y 1997b; Díez & Sanz, 1997 y 1998; Díez, 1999; 2001; 2003; 2004; 2005; Díez *et al.*, 2004). Esta situación contrasta con el lugar que ocupa el análisis de procesos geomorfológicos activos (en general, y asociados a la hidrología de superficie en particular) en el panorama de la Geomorfología internacional, donde es dominante, y también en nuestro país, donde numerosos equipos se encuentran inmersos en el estudio de esta problemática.

1.5. ANÁLISIS DE LAS INTERRELACIONES EXISTENTES ENTRE LOS PROCESOS HIDROLÓGICOS Y LOS PROCESOS GEOMORFOLÓGICOS ACTIVOS

1.5.1. Antecedentes

En los últimos años se han desarrollado trabajos de investigación tendentes a establecer las conexiones existentes entre la dinámica hidrológica actuante y los procesos geomorfológicos activos consecuentes. Estos trabajos han dado lugar al

nacimiento de una nueva rama de carácter interdisciplinar conocida como 'hidrogeomorfología'. Como consecuencia, se han publicado monografías en las que se recogen trabajos acerca de las interacciones existentes entre los procesos hidrológicos y los procesos geológico-geomorfológicos (Higgins & Coats, 1990; Onda *et al.*, 1996). Igualmente, se han celebrado reuniones internacionales donde se han presentado los avances más notables en esta materia. Así, la Quinta Conferencia Internacional de Geomorfología celebrada en el año 2001 en Tokio, Japón, contó con una sesión específica dedicada a la hidrogeomorfología.

La primera acepción dada a esta ciencia la formuló Scheidegger (1972). Este autor definió hidrogeomorfología como el estudio de la relación causa-efecto, entre la acción del agua y las formas del terreno (*landforms*) presentes en el territorio. Esta definición es el resultado del análisis y discusión de una serie de ejemplos en los que se planteaban distintos escenarios de interacción mecánica entre la dinámica hidrológica existente, tanto superficial como subsuperficial, y el territorio. No obstante, en sentido estricto, este planteamiento no era del todo novedoso, pues lo que se hacía en este trabajo era recoger las conclusiones, innovaciones y hallazgos establecidos en trabajos de la década de los 60 del siglo XX, acerca de distintas ramas de la geomorfología fuertemente dependientes de la dinámica hidrológica (Leopold *et al.*, 1964; Wolman, 1967; Meyer & Wischmeier, 1969).

La definición más reciente, y al mismo tiempo la que presenta un mayor grado de aceptación por parte de la comunidad científica, es la dada por Sidle & Onda (2004). Estos autores definen la hidrogeomorfología como *"una ciencia de carácter interdisciplinar dedicada al estudio espacio-temporal de las conexiones e interacciones, que se dan entre los procesos hidrológicos y las formas del terreno, así como al análisis de las interacciones existentes entre los procesos geomorfológicos activos y la escorrentía superficial y subsuperficial"*.

No cabe duda de que el país pionero en esta materia ha sido Japón. Este interés, y como resultado de éste la dotación de fondos para investigación, tiene bastante que ver con los riesgos derivados de los procesos naturales a los que con bastante frecuencia se ve abocado Japón. Es preciso reseñar que en Japón se habla de

peligros hidrogeomorfológicos naturales, en lugar de únicamente de peligros naturales. Ello es debido a que en este país la comunidad científica reconoce que existe una amplia variedad de procesos hidrológicos y geomorfológicos que interactúan a distintas escalas espacio-temporales, pudiendo dar lugar a consecuencias potencialmente severas, tanto en lo referente a pérdidas de vidas humanas como de bienes materiales.

Como prueba de este interés científico, ya a principios de la década de los 60 del siglo XX, Tsukamoto (1961, 1963) desarrolló el concepto de 'área contribuyente variable' para explicar la generación de escorrentía. Asimismo, este autor diseñó modelos que explicaban cómo la iniciación de deslizamientos está directamente relacionada con determinados patrones topográficos que concentran la escorrentía superficial y subsuperficial, al tiempo que demostraba cómo este comportamiento dinámico está constreñido a las cabeceras de los valles, *geomorphic hollows* (Tsukamoto, 1981; Tsukamoto *et al.*, 1982; Tsukamoto & Ohta, 1988). Posteriormente, sobre la base de esos trabajos se desarrollaron otros en los que se establecían conexiones entre las cabeceras de los valles y la ocurrencia de distintos procesos (Terajima & Moroto, 1990; Onda, 1992, 1994; Tsuboyama *et al.*, 2000). Además, Okunishi (1989, 1991, 1994) desarrolló muchos de los conceptos en los que se basa la hidrogeomorfología, para explicar la interacción entre la respuesta hidrológica de una cuenca y los procesos geomorfológicos activos que de ella se derivan. A este respecto, este autor centró su línea de investigación en los aspectos que siguen: a) iniciación de deslizamientos y corrientes de derrubios; b) hidrología forestal; c) interacciones ladera-canal (Okunishi, 1974; Okunishi & Lida, 1981; Okunishi & Suwa, 1985; Okunishi *et al.*, 1987 a; b; 1988).

En paralelo, tanto en Europa como en Estados Unidos se desarrollaban líneas de investigación relacionadas con problemáticas asociadas con la hidrogeomorfología. En Europa, distintos autores llevaron a cabo trabajos encaminados, bien a explicar las relaciones de causalidad existentes entre la escorrentía superficial y la erosión hídrica, bien a caracterizar el papel que juega la topografía como factor condicionante del desencadenamiento de movimientos en masa (Kirkby & Chorley, 1967; Carson & Petley, 1970; Anderson & Burt, 1978). En lo que a Estados Unidos se refiere, los

trabajos de investigación estuvieron orientados a establecer los mecanismos que determinan la generación de la escorrentía superficial (Hewlet & Hibbert, 1967, Dunne & Black, 1970; Rodríguez-Iturbe & Valdés, 1979).

1.5.1.1. Líneas de investigación dependientes de la hidrogeomorfología

Algunas de las áreas temáticas abordadas por la hidrogeomorfología son: a) caracterización de la escorrentía superficial; b) erosión hídrica; c) estabilidad de laderas naturales; d) grado de calidad edáfica y su relación con los procesos hidrológicos; e) modificaciones en la respuesta hidrológica de una cuenca como resultado de la acción antrópica. No obstante, conviene reseñar que sobre esta línea únicamente se han mencionado las áreas temáticas estudiadas en esta tesis. De hecho, la hidrogeomorfología considera un abanico mucho más amplio de temáticas. Así, esta rama de la ciencia también engloba (Sidle & Onda, 2004): a) la dinámica costera y su relación con la hidrología y los cambios del nivel del mar; b) modelos evolutivos de *landforms*, que incorporan distintos escenarios de procesos hidrogeomorfológicos; c) efectos que tiene la neotectónica sobre los procesos hidrológicos; d) geomorfología fluvial; e) interacciones entre las aguas superficiales y subterráneas, previa consideración de distintos marcos geomorfológicos.

1.5.1.1.1. Caracterización de la escorrentía superficial

Rodríguez-Iturbe & Valdés (1979) formularon la teoría del hidrograma unitario geomorfológico, que con posterioridad fue generalizada por Gupta *et al.* (1980). La teoría se basa en asumir que una gota de agua caída en una cuenca ha de recorrer todos los ordenes de la misma (Strahler, 1957) hasta alcanzar su desagüe. Estos tiempos de viaje serán distintos según el lugar en el que se origine la propagación. Como resultado, el hidrograma puede interpretarse como la función de distribución de los distintos tiempos de viaje, de manera que ésta se obtiene sobre la base de las características de la distribución de áreas, longitudes, así como de los índices de Strahler. Recientemente, Cudennec *et al.* (2004) han desarrollado un hidrograma unitario geomorfológico basado en funciones de distribución tipo gamma; estos

autores consideran que esta ley es la que mejor se adapta al modo en el que las redes hidrológicas aparecen organizadas.

No obstante, hoy día una parte importante de la investigación realizada en la materia se centra en establecer cómo se genera la escorrentía superficial en cuencas de montaña. Para ello, se utilizan: a) técnicas basadas en hidrogeoquímica (Anderson *et al.*, 1997; Katsuyama *et al.*, 2001; Asano *et al.*, 2004); modelos hidrogeomorfológicos (Beven & Kirkby, 1979; O' Loughlin, 1986; Sidle *et al.*, 2000). Se trata en todos los casos de modelos de simulación de la escorrentía subsuperficial, que generalmente se implementan con la finalidad de predecir la distribución espacial de deslizamientos superficiales (Germann & Di Pietro, 1999; Uchida *et al.*, 1999; Sidle *et al.*, 2001). Quizás, el aspecto más destacado de todos estos trabajos es que sistemáticamente una de sus conclusiones principales está en relación con el control que ejerce el sustrato rocoso en la generación de la escorrentía.

1.5.1.1.2. Erosión hídrica

La evaluación de la erosión se puede llevar a cabo, bien mediante métodos directos, bien mediante la implementación de modelos matemáticos. En relación con los métodos directos, usualmente se recurre a: a) simuladores de lluvia; b) agujas de erosión y perfiles microtopográficos; c) cuencas y parcelas experimentales; d) medidas de aterramiento de embalses; e) medidas de Cesio 137 (^{137}Cs)... Los simuladores de lluvia (Hudson, 1981; Bryan & De Ploey, 1983; Lal, 1994) determinan en qué medida un evento de lluvia de características predeterminadas desencadena el proceso de la erosión hídrica. Las agujas de erosión y los perfiles microtopográficos (Sancho *et al.*, 1991) son técnicas complementarias, de manera que su utilización conjunta permite estimar con mayor rigor las tasas de erosión y las modificaciones temporales del microrelieve (Benito *et al.*, 1989, 1991). Las cuencas experimentales son microcuencas monitorizadas con la finalidad de evaluar la erosión hídrica, sobre la base del análisis del proceso lluvia-escorrentía (Mathys *et al.*, 2005). Por su parte, a escala de parcela experimental, bien se simulan eventos de lluvia, bien se evalúan eventos reales de precipitación, al objeto de evaluar flujos locales de agua y precipitación (Wainwright *et al.*, 2000). La medida de aterramiento de un embalse

permite estimar la tasa de degradación específica de su cuenca vertiente (Avendaño *et al.*, 1995; Verstraeten & Poesen, 2002). Finalmente, la obtención de medidas directas del radionucleido Cesio-137 (^{137}Cs) permite determinar la erosión y deposición de sedimentos (Li *et al.*, 2003).

En relación con los modelos matemáticos, básicamente se pueden categorizar en dos grupos: a) aquéllos que para su implementación requieren de medidas de caudales (EPIC: Williams, 1975; WEPP: Laflen *et al.*, 1997; EUROSEM: Morgan *et al.*, 1998; LISEM: de Roo *et al.*, 1998; GUEST: Rose *et al.*, 1998; b) aquéllos otros que para su aplicación no necesitan de esta información (USLE: Wischmeier & Smith, 1978; RUSLE: Renard *et al.*, 1991, 1997).

1.5.1.1.3. Análisis de la estabilidad de laderas naturales

El análisis de los factores hidrológicos que determinan la ocurrencia de deslizamientos, se puede realizar considerando el carácter estocástico de la distribución de intensidades y la duración del evento de lluvia desencadenante, así como caracterizando factores de índole determinístico que condicionan la iniciación de deslizamientos, por ejemplo, el espesor del manto de alteración (Iida, 2004).

En relación con la caracterización estocástica del evento de lluvia desencadenante, Dhakal & Sidle (2004) han demostrado en su modelo distribuido, que determinados parámetros que caracterizan la tormenta, tales como intensidad media y máxima horaria, cantidad total de lluvia, o lluvia antecedente, explican en buena medida la iniciación de deslizamientos.

Una alternativa a la evaluación estocástica de la precipitación es el análisis determinista del proceso. Los deslizamientos son procesos naturales desencadenados por relaciones complejas entre muchos factores condicionantes. En general, en España estos eventos tienen lugar durante eventos extremos de precipitación y en un contexto geomorfológico que se repite invariablemente. Éste viene dado por cabeceras de valles que, además, presentan altas pendientes. Sobre la base de este marco geomorfológico conceptual, el deslizamiento tiene lugar cuando

se supera una presión de poros umbral. La distribución de las presiones de poro depende en buena medida de la variabilidad en la vertical, que presente la conductividad hidráulica del suelo geotécnico. Esta variabilidad no depende únicamente de la porosidad, sino que también obedece a la génesis del suelo (residual o coluvial) (Wu & Sidle, 1995; Vieira & Fernandes, 2004).

1.5.1.1.4. Grado de calidad edáfica y su relación con los procesos hidrológicos

El enfoque metodológico considera de modo integral, y a diferentes escalas espacio-temporales, las interrelaciones existentes en la interfase agua-suelo. Así, el análisis de los procesos hidrológicos actuantes a nivel del suelo edáfico (infiltración, evapotranspiración, escorrentía superficial...) es el factor de mayor peso a la hora de explicar la génesis, morfología, patrones de distribución y extensión de un suelo (Wilding & Lin, 2006). Igualmente, permite establecer cómo el suelo aparece estructurado (Pachepsky *et al.*, 2006), a la vez que facilita la definición de las funciones de pedotransferencia (Bouma, 1989). A la par, hace posible la predicción de la variabilidad espacial de la humedad en el suelo (Kim *et al.*, 2005; Lin *et al.*, 2006) y, como consecuencia, la predicción también de la distribución del agua y los nutrientes en el suelo.

1.5.1.1.5. Modificaciones en la respuesta hidrológica de una cuenca como resultado de la acción antrópica

El impacto que tienen los cambios en los usos del suelo en la respuesta hidrológica de una cuenca, ha sido profusamente documentado en la literatura científica. Así, esta problemática se ha abordado desde diferentes perspectivas, destacando las que hacen referencia a: las modificaciones en la escorrentía en respuesta a cambios en los usos del suelo; y el estudio de la variabilidad espacial de las áreas urbanas y su efecto en la generación de escorrentía, entre otros (Brown, 1988; Lorup *et al.*, 1998; Landphair & Klat, 1998; Kang *et al.*, 1998; Moglen & Beighley, 2002; Bronster *et al.*, 2002; Kim *et al.*, 2002; Niehoff *et al.*, 2002; Beighley & Moglen, 2003; Hundecha & Bardossy, 2004; Tang *et al.*, 2005; Burns *et al.*, 2005; Bari *et al.*, 2005).

1.5.2. Estructura de la investigación propuesta

La dinámica hidrológica existente en las vertientes lleva asociada el desarrollo de distintos procesos geomorfológicos activos, cuya actuación está muy condicionada por las características geomorfológicas del terreno. Así, en las cabeceras de las laderas predomina la erosión hídrica como resultado de la energía con la que impactan las gotas de lluvia, así como de la acción de la escorrentía superficial y concentrada en surcos o regueros. A su vez, este material movilizado se transporta a favor de canales bien definidos hasta zonas de ruptura de pendiente, generalmente en los piedemontes de las vertientes, donde el material se deposita al perder la escorrentía su capacidad de transporte. Por otro lado, en las cabeceras torrenciales, y donde las pendientes sean superiores a 25°, se pueden producir deslizamientos desencadenados por la acción de eventos extremos de precipitación. En este caso, la acción de la escorrentía subsuperficial desarrolla fuerzas de filtración, que junto con la acción de las presiones intersticiales se oponen a la componente normal del peso y a la cohesión, pudiendo llegar a desestabilizar el suelo y desencadenar el deslizamiento. En todos los escenarios planteados, además de producirse movilización, transporte y sedimentación de suelo, también tienen lugar procesos de formación y evolución edáfica. No obstante, éstos serán tanto más eficaces cuanto menos lo sean los que dan lugar a la erosión hídrica y al desencadenamiento de deslizamientos.

La actividad del hombre puede aumentar la intensidad con la que actúan los procesos enunciados, así como modificar la dinámica hidrológica de las vertientes. Así, la deforestación, actividades recreativas muy concentradas (senderismo, ciclismo, vehículos a motor...), o el pastoreo intensivo, aumentan las tasas de erosión hídrica. Igualmente, la deforestación también puede inducir movimientos en masa. Por otro lado, los cambios en los usos del suelo, especialmente la urbanización, modifican la respuesta hidrológica, al incrementare la superficie impermeable.

A la vista de este esquema, o modelo de organización espacial del fenómeno hidrológico y geomorfológico asociado, se ha llevado a cabo una caracterización cuantitativa de cinco escenarios diferenciados, cuya definición y ubicación ha venido

dada por la información disponible (*Figura 1.1*). Para llevar a cabo dicha caracterización se han aplicado una serie de técnicas y herramientas, tales como los geoindicadores y los modelos matemáticos. Igualmente, aparte de abordar las distintas problemáticas desde un enfoque geológico, también se han aplicado los principios asociados a otras ciencias: dendrocronología; hidrología; hidráulica... (*Tabla 1.1*).

Así, para evaluar la erosión hídrica se han utilizado tanto técnicas dendrocronológicas, asimilables a geoindicadores, como el modelo determinista y empírico USLE/RUSLE, al objeto de definir tasas anuales de material movilizado. Este proceso ha sido totalmente caracterizado, dado que además se han determinado tasas de degradación específica. Para ello, se han utilizado métodos directos, basados en geoindicadores, como el que se deriva de la medida de aterramiento de un embalse, así como los métodos indirectos: coeficiente de entrega de sedimentos (CES) y USLE modificada (MUSLE). Ambos son modelos deterministas y empíricos, con la diferencia de que en el segundo la simulación se realiza para eventos individuales. La caracterización del proceso se ha realizado en tres áreas de estudio. La primera es la cuenca vertiente al embalse de Puente Alta o Revenga (provincia de Segovia); la elección de esta cuenca vino dada por el hecho de que, junto con la información cartográfica y pluviométrica necesaria para llevar a cabo esta evaluación, también se disponía de la medida de aterramiento del embalse por dragado. Este dato permitió validar los métodos empíricos implementados. Las dos áreas restantes corresponden a la senda Schmidt y al macizo de Monterrubio, ambos en la provincia de Segovia. Se trata de zonas donde la intensidad con la que actúa la erosión hídrica se ha visto incrementada como resultado de la acción antrópica. Este hecho ha desencadenado que raíces de *Pinus sylvestris*, en el primer caso, y raíces de *Quercus ilex*, en el segundo, hayan quedado expuestas. En ambos casos, esta circunstancia ha permitido utilizar técnicas dendrocronológicas para evaluar la erosión hídrica.

El método seguido para definir la lluvia umbral desencadenante de un movimiento en masa, se ha basado en la implementación de un modelo hidrogeotécnico de tipo determinista y empírico. No obstante, la caracterización del proceso no se ha limitado a tal determinación. Además, en la aplicación informática HEC-HMS y en combinación

con una aplicación SIG, se ha implementado un modelo precipitación-escorrentía, al objeto de definir la respuesta hidrológica de la cuenca estudiada. Todos los modelos utilizados para llevar a cabo tal simulación son deterministas-empíricos aplicados a eventos individuales. Esta evaluación ha permitido establecer, para una tormenta dada, tanto la carga sólida como el caudal de aguas claras asociado al movimiento en masa. Para ello, el modelo hidrológico implementado en HEC-HMS, se combinó con el método hidráulico del calado crítico. Este proceso se ha caracterizado en la cuenca del arroyo Cabrera (Ávila), donde en diciembre de 1997 tuvo lugar un evento extremo de precipitación, que desencadenó una avenida de derrubios (*debris flood*).

Por otro lado, en la cantera restaurada de la Revilla se ha determinado la evolución en la calidad edáfica de un suelo inicialmente degradado. Se ha demostrado que para que dicha evolución tenga lugar es determinante la existencia de escorrentía de tipo subsuperficial, que movilice y redistribuya distintos compuestos con potencial de mejorar la calidad de un suelo. Para llevar a cabo tal evaluación se han utilizado geoindicadores, tanto físicos (medidas de erosión y/o sedimentación mediante agujas), como químicos (contenido en materia orgánica; pH; contenido en fósforo asimilable...). Esta evaluación fue posible ya que desde que la restauración tuvo lugar, en el año 1996, se han tomado de modo sistemático medidas de distintos parámetros, lo que ha permitido establecer tendencias de evolución temporal para los mismos.

En la cuenca del arroyo Clamores, localizada en la ciudad de Segovia, se ha estimado la variación en la dinámica hidrológica debida a los cambios en los usos del suelo. Para ello, se ha aplicado una metodología en la que junto con la utilización de información de índole paleohidrológica, se han implementado sendos modelos hidrológico e hidráulico en las aplicaciones HEC-HMS y HEC-RAS, respectivamente. Al igual que en la simulación hidrológica del proceso precipitación-escorrentía, el análisis hidráulico se ha realizado a partir de modelos basados en criterios empírico-deterministas. La información espacial requerida por ambos modelos, se obtuvo utilizando técnicas SIG. Esta cuenca posee características idóneas para llevar a cabo esta caracterización, dado que en gran medida la cuenca es impermeable de forma natural, pero aumenta además como consecuencia de su urbanización.

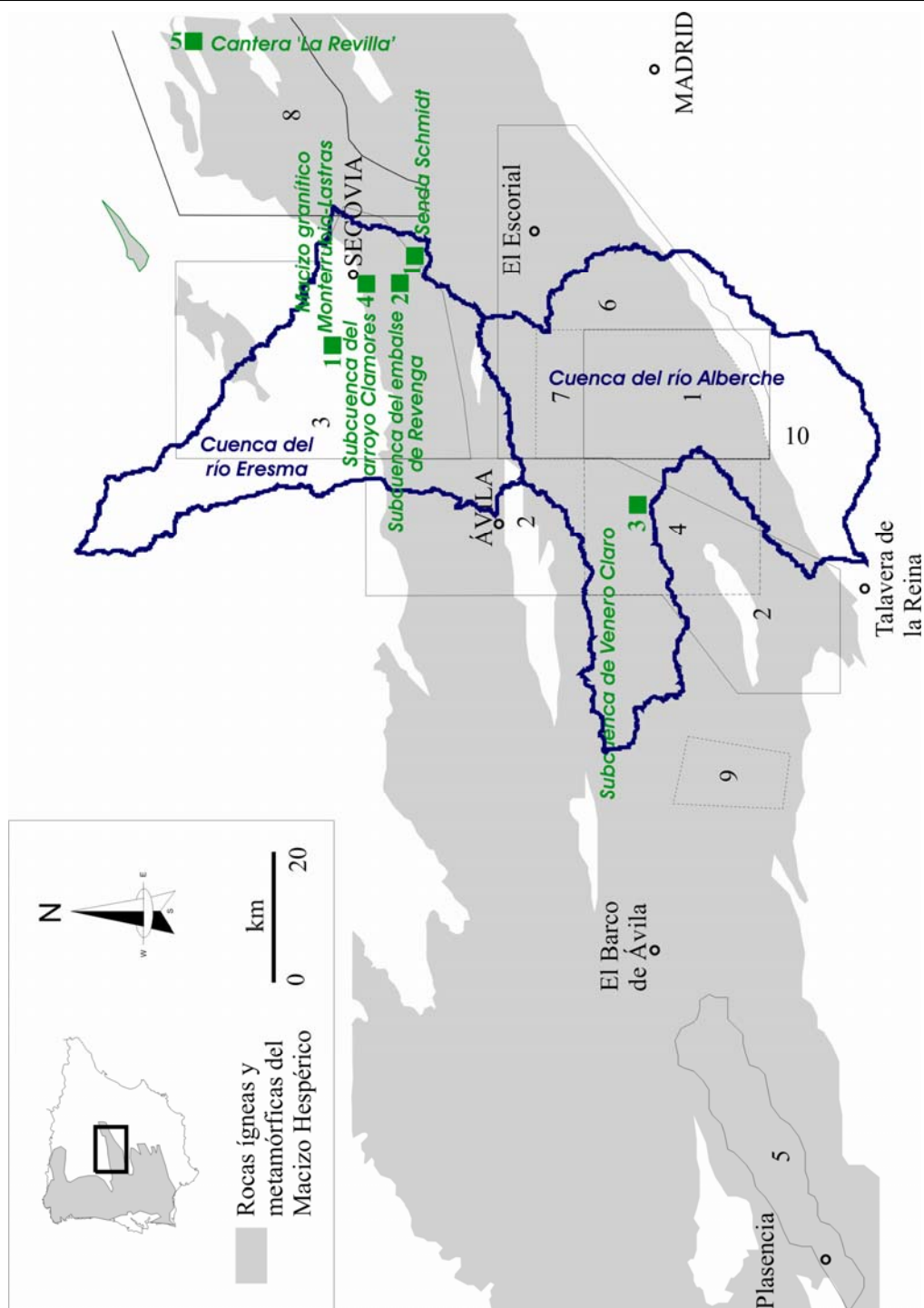


Figura 1.1. Localización de los cinco escenarios planteados (editados en verde). Igualmente, se incluye el ámbito de estudio de diversas tesis doctorales y tesis de licenciatura sobre geomorfología del Sistema Central presentadas en el Departamento de Geodinámica de la Facultad de Ciencias Geológicas (UCM) en las últimas décadas. Leyenda de los bordes: línea fina, tesis doctorales; línea discontinua, tesis de licenciatura; línea gruesa, presente tesis doctoral. Leyenda de los códigos: 1, Pedraza (1978); 2, Garzón (1972, 1980); 3, Fernández (1987); 4, Vázquez (1986); 5, Carrasco (1997); 6, Centeno (1988); 7, Sanz (1987); 8, Martín Duque (1997); 9, Fernández (1976); y 10, Díez (2001).

Tabla 1.1. Procesos activos objeto de estudio en esta tesis; técnicas utilizadas para su caracterización y localización de las áreas de estudio.

	PROCESOS OBJETO DE ESTUDIO	TÉCNICA	LOCALIZACIÓN
1	<ul style="list-style-type: none"> Erosión hídrica laminar (<i>sheet erosion</i>) 	<ul style="list-style-type: none"> Análisis dendrocronológico en raíces expuestas de árboles 	<ul style="list-style-type: none"> Laderas de sierra y pequeño macizo satélite. Vertiente septentrional de la Sierra de Guadarrama
2	<ul style="list-style-type: none"> Erosión por arroyada (laminar y en surcos o regueros) (<i>sheet erosion, rill erosion</i>). Degradación específica. 	<ul style="list-style-type: none"> Modelo USLE/RUSLE Método del coeficiente de entrega de sedimentos (CES) Medida del aterramiento en un embalse Modelo MUSLE 	<ul style="list-style-type: none"> Laderas de sierra. Cuenca vertiente al embalse de Puente Alta; vertiente norte de la Sierra de Guadarrama
3	<ul style="list-style-type: none"> Estabilidad de laderas naturales 	<ul style="list-style-type: none"> Modelo hidro-geotécnico Obtención del modelo hidromorfométrico de cuenca mediante herramientas cartográficas Modelo hidrológico del proceso precipitación-escorrentía mediante HEC-HMS Método hidráulico del calado crítico 	<ul style="list-style-type: none"> Laderas de sierra. Cuenca hidrográfica de Venero Claro, Sierra del Valle, macizo Oriental de Gredos
4	<ul style="list-style-type: none"> Formación y evolución edáfica 	<ul style="list-style-type: none"> Agujas de erosión Evaluación de la calidad edáfica mediante geoindicadores 	<ul style="list-style-type: none"> Piedemonte. Vertiente norte de la Sierra de Guadarrama
5	<ul style="list-style-type: none"> Modificación de la respuesta hidrológica de una cuenca hidrográfica, hidrología fluvial 	<ul style="list-style-type: none"> Paleo-hidrología Obtención del modelo hidromorfométrico de cuenca mediante herramientas cartográficas Modelo hidrológico del proceso precipitación-escorrentía mediante HEC-HMS Obtención del modelo geométrico de cauce mediante técnicas SIG Modelo hidráulico en HEC-RAS 	<ul style="list-style-type: none"> Piedemonte. Cuenca hidrográfica del arroyo Clamores, Vertiente norte de la Sierra de Guadarrama

1.5.2.1. Técnicas y herramientas utilizadas a nivel general

1.5.2.1.1. Modelos matemáticos y SIG

Con frecuencia, la simulación de las interrelaciones existentes entre los procesos hidrológicos y los procesos geológico-geomorfológicos consecuentes requiere de la implementación de modelos matemáticos. Éstos están constituidos por un conjunto de expresiones matemáticas o lógicas, que recogen las relaciones entre las entidades del sistema. Normalmente, estos modelos se implementan en aplicaciones informáticas que utilizan para su resolución tanto métodos analíticos como numéricos. La solución analítica de un modelo matemático consiste en la obtención de una expresión que pueda utilizarse para obtener valores exactos de las variables de salida. A su vez, los métodos numéricos se basan en la discretización y aproximación de los valores numéricos de las variables del modelo, generalmente condicionadas por la discretización de las variables independientes (usualmente el tiempo y/o el espacio).

De acuerdo con Ford & Hamilton (1996), los modelos matemáticos se pueden clasificar en las siguientes categorías: a) modelos basados en un evento *versus* modelos continuos; b) modelos distribuidos *versus* modelos agregados; c) modelos empíricos *versus* modelos conceptuales; d) modelos estocásticos *versus* modelos deterministas; e) modelos basados en parámetros estimables *versus* modelos basados en parámetros calibrables. Por otro lado, en los últimos años se han desarrollado modelos de datos, tales como ArchHydro, que permiten llevar a cabo una simulación integral de la dinámica hidrológica.

➤ Modelos basados en un evento *versus* modelos continuos

Esta distinción se aplica a los modelos de cuenca que simulan el proceso lluvia-escorrentía. Los modelos basados en un evento aproximan la respuesta hidrológica, como resultado de la ocurrencia de un evento de tormenta. Por tanto, la duración de la simulación puede variar desde pocas horas hasta algunos días. Por su parte, los modelos continuos predicen la respuesta hidrológica entre y durante eventos de lluvia, de modo que las simulaciones pueden tener duración mensual, estacional e incluso anual.

➤ Modelos distribuidos *versus* modelos agregados

Un modelo distribuido es aquél en el que la variabilidad espacial propia de las variables y los procesos se considera explícitamente. Por el contrario, en los modelos agregados estas componentes de variabilidad espacial, bien se ponderan con el fin de definir un valor medio, bien se ignoran.

➤ Modelos conceptuales *versus* modelos empíricos

Un modelo conceptual se diseña sobre la base de una ley física que simula el proceso de caracterización. A este respecto, como ejemplo de este tipo de modelos se puede mencionar la teoría de la onda cinemática, que se basa en los principios fundamentales que rigen la escorrentía superficial en laderas. Por otro lado, los modelos empíricos son aquéllos en los que, tanto sus variables de entrada como las de salida, se definen a partir de observaciones. El hidrograma unitario de Snyder constituye un buen ejemplo de modelo empírico, ya que los resultados de la simulación se optimizan con datos reales de lluvia y aforos.

➤ Modelos estocásticos *versus* modelos deterministas

Se dice que un modelo es estocástico cuando las variables que lo integran son aleatorias, de manera que quedan caracterizadas mediante funciones de distribución. En caso contrario, el modelo se define como determinista, puesto que todas las entidades establecen relaciones matemáticas o lógicas constantes. No obstante, en sentido estricto un modelo determinista también podría considerarse como estocástico, dado que en esta tipología las variables aleatorias se describen mediante el valor medio de éstas. En un modelo determinista, si no hay modificación de los parámetros de entrada, los resultados que se derivan de una o varias simulaciones siempre son coincidentes. Por el contrario, un modelo estocástico puede ofrecer distintos *outputs*, puesto que las variables se seleccionan aleatoriamente de una función de distribución.

- Modelos basados en parámetros estimables *versus* modelos basados en parámetros calibrables

Los modelos basados en parámetros estimables son aquéllos en los que los parámetros que constituyen el modelo pueden determinarse a partir de propiedades del sistema, ya sea mediante medidas directas, o por medio de métodos indirectos basados en esas medidas. Un ejemplo válido para esta categoría es el modelo de abstracciones de Green & Ampt (USDA, 1986), que queda definido por parámetros estimables a partir de propiedades físicas del suelo fácilmente medibles. Los modelos basados en parámetros calibrables, hacen mención a aquéllos definidos por parámetros cuyo valor no puede ser inferido a partir de medidas, lo que obliga a estimarlos mediante calibración. Para este caso se puede citar como ejemplo el modelo de recesión exponencial, que establece el caudal de base de un hidrograma; se trata de un modelo empírico, cuyos parámetros deben estimarse mediante calibración.

- El modelo de datos ArcHydro

ArcHydro (Maidment, 2002) es un modelo de datos geoespacial y temporal diseñado para análisis y simulación hidrológica, que se organiza en una base de datos espacial gestionable desde ArcGIS. La estructura de ArcHydro se apoya en tres pilares básicos. Éstos son: a) un formato estándar para almacenar la información hidrológica de carácter espacial y temporal; b) el establecimiento de relaciones espaciales lógicas entre los elementos hidrológicos; c) un conjunto de herramientas, basadas en modelos matemáticos, que permiten la creación, manipulación y visualización de la información hidrológica. La base de datos de este modelo está formada por un conjunto de tablas, que representan las entidades espaciales (*feature classes* en la terminología utilizada por ArcGIS) presentes en el sistema hidrológico (p.e. cuencas, red de drenaje, confluencias...), así como otras, que almacenan la información no espacial (*object classes* en la terminología utilizada por ArcGIS) necesaria para llevar a cabo la simulación hidrológica (p.e. series temporales de lluvias y aforos).

ArcHydro hace posible la conveniente interacción dinámica entre el modelo hidrológico y el modelo hidráulico. Para ello, el caudal punta de una determinada

frecuencia, bien inferido a partir de los datos de una estación de aforos, o simulado en un desagüe de cuenca, se asocia a una entidad espacial que en ArcHydro recibe el nombre de puntos de monitorización (*monitoring points*). Seguidamente, se relacionan estos puntos con el elemento definido en ArcHydro como 'hidroconfluencias' (*hydrojunctions*) que, a su vez, se hacen coincidir con secciones transversales en las que se implementa el modelo hidráulico (Olivera *et al.*, 2006). Los resultados que se derivan de la simulación hidráulica se almacenan en la *geodatabase* de ArcHydro. Esta *geodatabase* también contiene las tablas que almacenan la información no espacial (p.e. caudales punta para distintos periodos de retorno).

Asimismo, este modelo de datos también garantiza que cada uno de los elementos hidrológicos que definen el sistema mantengan entre ellos estrictas relaciones espaciales. Igualmente, facilita el análisis y la simulación, dado que en la *geodatabase* se establecen clases relacionales entre los elementos que la integran. Por otro lado, el hecho de que la información se organice mediante una *geodatabase* hace que el sistema sea altamente versátil, pues en esta base de datos espacial se encuentra la información de entrada necesaria para desarrollar los modelos hidrológico e hidráulico, al tiempo que también almacena los resultados derivados de la implementación de ambos modelos (Figura 1.2).

GeoFIRM ArcSDE Geodatabase

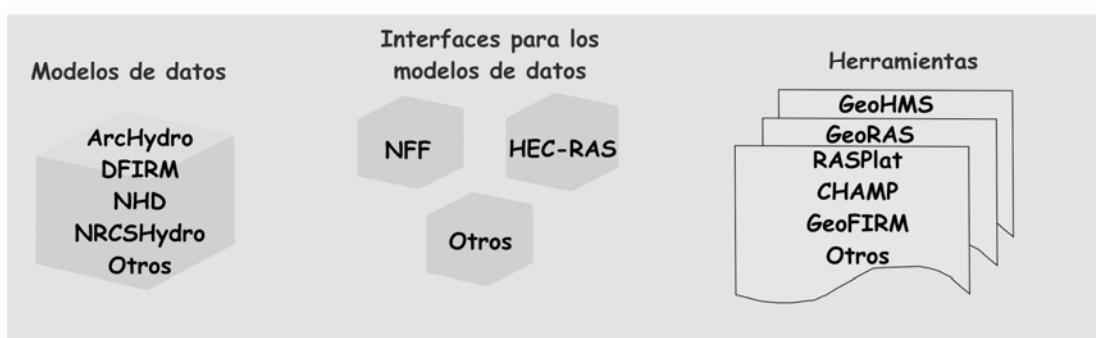


Figura 1.2. Modelos de datos, interfaces y herramientas incluidos en GeoFIRM 3.0. (Olivera *et al.*, 2006).

1.5.2.1.2. Geoindicadores

Los geoindicadores (Berger & Iams, 1996; Berger, 1997) constituyen una alternativa al uso de modelos matemáticos, dado que permiten establecer los cambios más importantes, frecuentes y a corto plazo, que tienen lugar en diversas geoformas y marcos geológicos.

Los geoindicadores son medidas (magnitudes, frecuencias, tasas y/o tendencias) de fenómenos y procesos geológicos que ocurren cerca de o en la superficie terrestre, y que están sujetos a variaciones lo suficientemente significativas como para dar lugar a cambios ambientales, tanto catastróficos como graduales, durante el periodo vital humano. Este tipo de indicadores describen procesos naturales capaces de cambiar por sí mismos, sin necesidad de intervenciones antrópicas directas. No obstante, la acción del hombre puede acelerar, retardar o desviar dichos cambios.

Los mismos han sido desarrollados sobre la base de aproximaciones y técnicas estándar usadas en geología, geoquímica, geomorfología, geofísica, hidrología y otras Ciencias de la Tierra. Básicamente, están enfocados al análisis de los componentes abióticos de ecosistemas y geoformas. En general, se relacionan con distintos ecosistemas terrestres y, por lo tanto, a la hora de utilizar un geoindicador se debe ser consciente de la existencia de muchas interacciones, tales como: entre la superficie terrestre y el agua subterránea; entre la cantidad de sedimento en suspensión, descarga fluvial y caudal, y la degradación específica, etc.

Los geoindicadores han sido compilados de manera sencilla y en un formato estándar que permite una selección fácil, al tiempo que su aplicación es inmediata. Una propuesta de catálogo de geoindicadores fue publicada en 1996 (Berger & Iams, 1996). Igualmente, éste es consultable en la dirección de Internet: www.geoindicator.org.

II

ANTECEDENTES METODOÓGICOS. HIDROLOGÍA DE LADERAS Y PROCESOS GEOMORFOLÓGICOS ACTIVOS ASOCIADOS. TÉCNICAS Y HERRAMIENTAS DE EVALUACIÓN

2. HIDROLOGÍA DE LADERAS

2.1.DETERMINACIÓN DE LAS ‘PÉRDIDAS’ O ABSTRACCIONES INICIALES

2.2.MECANISMOS PARA LA PRODUCCIÓN DE ESCORRENTÍA SUPERFICIAL

2.2.1. *FASE DE LADERAS*

2.2.1.1. Escorrentía por exceso de saturación

2.2.2. *FASE DE PROPAGACIÓN Y LAMINACIÓN A FAVOR DE LA RED DE DRENAJE*

3. EROSIÓN HÍDRICA

3.1.EL CONCEPTO DE EROSIÓN HÍDRICA

3.2.PROCESOS QUE INTERVIENEN EN LA EROSIÓN HÍDRICA

3.2.1. *DISGREGACIÓN POR IMPACTO DE GOTA DE LLUVIA*

- 3.2.2. *DISGREGACIÓN INDUCIDA POR LA ESCORRENTÍA*
- 3.2.3. *TRANSPORTE POR SALPICADURA*
- 3.2.4. *TRANSPORTE POR ESCORRENTÍA*
- 3.2.5. *SEDIMENTACIÓN DEL MATERIAL MOVILIZADO POR LA EROSIÓN HÍDRICA*

3.3.FACTORES QUE CONDICIONAN LA EROSIÓN HÍDRICA

- 3.3.1. *CARACTERÍSTICAS DEL AGUACERO*
- 3.3.2. *CONFIGURACIÓN TOPOGRÁFICA*
- 3.3.3. *USOS DEL SUELO*
- 3.3.4. *CARACTERÍSTICAS FÍSICO-QUÍMICAS DEL SUELO*

3.4.DEGRADACIÓN ESPECÍFICA

3.5.EVALUACIÓN DE LA EROSIÓN HÍDRICA

- 3.5.1. *SÍNTESIS DE LAS METODOLOGÍAS EXISTENTES*
- 3.5.2. *METODOLOGÍAS, TÉCNICAS Y HERRAMIENTAS UTILIZADAS EN LOS ESCENARIOS PLANTEADOS*
 - 3.5.2.1. Análisis dendrocronológico de raíces expuestas de árboles
 - 3.5.2.2. Estimación de la degradación específica a partir de la medida de aterramiento de un embalse
 - 3.5.2.3. Método USLE/RUSLE
 - 3.5.2.4. Método del Coeficiente de Entrega de Sedimentos (CES)
 - 3.5.2.5. Modelo MUSLE

4. ESTABILIDAD DE LADERAS NATURALES

4.1.GENERACIÓN DE UNA AVENIDA DE DERRUBIOS

- 4.1.1. *INICIACIÓN DEL MOVIMIENTO. CRITERIO DE ROTURA LINEAL*
- 4.1.2. *LICUEFACCIÓN DE LA MASA DE SUELO*

4.2.EVALUACIÓN DE LA ESTABILIDAD DE LADERAS NATURALES

- 4.2.1. *SÍNTESIS DE LAS METODOLOGÍAS EXISTENTES*

- 4.2.1.1. Métodos estadísticos
- 4.2.1.2. Métodos estocásticos
- 4.2.1.3. Métodos deterministas
- 4.2.2. *METODOLOGÍAS, TÉCNICAS Y HERRAMIENTAS UTILIZADAS EN EL ESCENARIO PLANTEADO*
 - 4.2.2.1. Modelo hidrogeotécnico
 - 4.2.2.2. Método hidráulico del calado-crítico
 - 4.2.2.3. Simulación y calibración de un modelo hidrológico precipitación-escorrentía
 - 4.2.2.4. Caracterización del evento de lluvia que desencadenó la avenida de derrubios de 18 de diciembre de 1997

5. EVOLUCIÓN EN EL GRADO DE CALIDAD EDÁFICA Y SU RELACIÓN CON LOS PROCESOS HIDROLÓGICOS

5.1.EVALUACIÓN DE LA CALIDAD EDÁFICA

- 5.1.1. *CONCEPTO DE CALIDAD EDÁFICA*
- 5.1.2. *SÍNTESIS DE LAS METODOLOGÍAS EXISTENTES*
- 5.1.3. *METODOLOGÍAS, TÉCNICAS Y HERRAMIENTAS UTILIZADAS EN EL ESCENARIO PLANTEADO*
 - 5.1.3.1. Uso de geoindicadores para evaluar la calidad edáfica

6 MODIFICACIÓN DE LA RESPUESTA HIDROLÓGICA DE UNA CUENCA DEBIDO A CAMBIOS EN LOS USOS DEL SUELO

6.1.EVALUACIÓN DEL PROCESO

- 6.1.1. *SÍNTESIS DE LAS METODOLOGÍAS EXISTENTES*
 - 6.1.1.1. Análisis hidrológico. Enfoque determinista
 - 6.1.1.2. Análisis hidrológico. Enfoque estocástico
 - 6.1.1.3. Estimación hidráulica unifásica y unidimensional de calados de inundación

6.1.2. METODOLOGÍAS TÉCNICAS Y HERRAMIENTAS UTILIZADAS EN EL ESCENARIO

PLANTEADO

6.1.2.1. Análisis paleohidrológico de avenidas históricas

6.1.2.2. Simulación y calibración del proceso lluvia-escorrentía

6.1.2.3. Simulación hidráulica

2. HIDROLOGÍA DE LADERAS

2. HIDROLOGÍA DE LADERAS

Bajo este epígrafe, se desarrolla una síntesis teórica acerca del funcionamiento hidrológico de una la ladera. El objetivo es proporcionar un marco conceptual, que favorezca la comprensión de la interrelación existente entre la dinámica hidrológica y los procesos geomorfológicos activos derivados de ésta.

Si se esquematiza en un diagrama de cajas (*Figura 2.1*), los flujos de agua que sobre una porción del terreno tienen lugar, se tienen tres elementos de almacenamiento. La superficie del terreno, la zona no saturada y los acuíferos. El agua pasa de la superficie al suelo, mediante el proceso de la infiltración y de éste a los acuíferos por percolación. Tradicionalmente, se denomina *escorrentía superficial* a la que tiene lugar únicamente en superficie, *escorrentía subsuperficial* ó *hipodérmica* a la que recarga los suelos, y *escorrentía subterránea* a la de los acuíferos que, a su vez, constituye el caudal de base de los ríos.

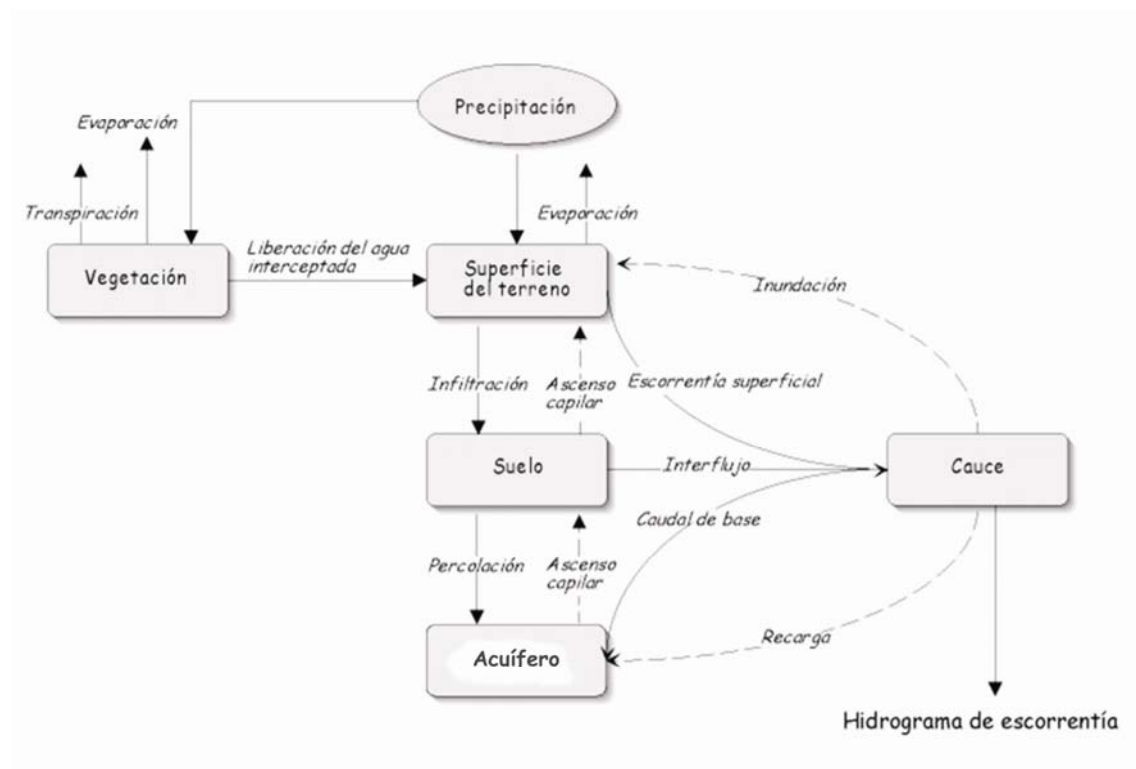


Figura 2.1. Procesos que condicionan la formación de la escorrentía (Modificado de Ward, 1975).

2.1. DETERMINACIÓN DE LAS ‘PÉRDIDAS’ O ABSTRACCIONES INICIALES

La fracción de lluvia que no contribuye a la formación de escorrentía superficial, se define como ‘pérdidas’ o ‘abstracciones iniciales’. Incluye el almacenamiento en superficie, la evapotranspiración, la interceptación y la infiltración.

De todos los factores que determinan las ‘pérdidas’ para un chubasco dado, la infiltración es el más importante. Es función del tipo y condiciones de la cobertura vegetal, de las propiedades físicas del suelo, de la humedad antecedente, así como de la duración e intensidad del evento de lluvia. En cuanto a las propiedades físicas del suelo, la permeabilidad condiciona la velocidad con que se infiltra el agua. Además, el agua no puede infiltrarse a una velocidad mayor que la transmisividad del terreno saturado.

La infiltración es un proceso altamente no lineal que trunca el pluviograma. Esta no linealidad está relacionada con la variabilidad espacial de los procesos hidrológicos. Es por ello que las características medias del terreno no representan necesariamente la media de los procesos. De hecho, éstas pueden quedar marcadas por los extremos. Así, las conductividades hidráulicas de una misma formación geológica siguen una distribución log-normal, por lo general muy sesgada, de forma que mientras una porción del terreno presenta una capacidad de infiltración superior en varios órdenes de magnitud al resto, otras, sin embargo, son prácticamente impermeables. En definitiva, el proceso global no queda marcado por la permeabilidad media, sino por la distribución de permeabilidades. Existe, por tanto, un acoplamiento hidráulico entre la infiltración y la circulación superficial, que vincula a ambos procesos, e impide un cálculo elemental basado en la física de la infiltración.

Aunque su estudio es difícil, se pueden dar unas pautas acerca de sus características más importantes. Así, la capacidad de infiltración decrece con el tiempo hacia un valor asintótico que coincide con K_s , que es la conductividad hidráulica en saturación. La capacidad de infiltración inicial depende directamente del estado de humedad antecedente del suelo. Por ello, durante lluvias normales la infiltración queda muy condicionada por la duración y características del periodo seco inmediatamente precedente, que marca el estado de humedad inicial. A este respecto, tiene singular importancia la determinación del tiempo de encharcamiento (Green & Ampt, 1911).

Existen diferentes métodos para cuantificar las ‘pérdidas’ o ‘abstracciones’. Así, se pueden implementar los modelos: abstracción inicial y uniforme (Skaggs & Khaleel, 1982); número de curva (SCS, 1972); modelo de infiltración de Green & Ampt (Green & Ampt 1911; USDA, 1986), etc. Si se dispone de suficientes datos, el uso de este último ofrece resultados más fiables que los anteriores, ya que es un modelo físico que depende de determinadas propiedades del suelo (porosidad, conductividad hidráulica, contenido de humedad antecedente al evento de lluvia).

2.2. MECANISMOS PARA LA PRODUCCIÓN DE ESCORRENTÍA SUPERFICIAL

En una ladera, la escorrentía puede seguir distintas vías hasta alcanzar su pie, ya que la superficie dista mucho de ser un contorno rígido e impermeable. En general, las laderas presentan un perfil convexo, o bien son convexas en su parte superior y cóncavas en su tercio inferior. Además, el suelo que las recubre no es homogéneo, ya que en los horizontes superiores, donde tienen sus raíces las plantas, las características hidráulicas definen una permeabilidad mayor. Tanto la escorrentía superficial como subsuperficial constan de dos etapas: a) fase de laderas; b) fase de propagación y laminación a favor de la red de drenaje.

2.2.1. Fase de laderas

La escorrentía superficial es un tipo especial de flujo en canal abierto, en el que el calado de la lámina de agua es despreciable en relación a su anchura. Por tanto, la escorrentía superficial está sujeta a los dictados de las ecuaciones que describen el flujo transitorio unidimensional en canales abiertos (ecuaciones de Saint-Venant). No obstante, estas ecuaciones carecen de solución analítica, al tiempo que su resolución numérica requiere de la adopción de modelos numéricos sofisticados. Por este motivo, se suele hacer uso del modelo de onda cinemática (Henderson, 1966; Egleson, 1970; Akan, 1993) para describir el movimiento del agua asociado a la escorrentía superficial.

Si para clasificar el movimiento del agua se utiliza como criterio el número de Reynolds, se tiene que la escorrentía superficial queda englobada dentro de la categoría de movimiento laminar, dado que el espesor de la lámina de agua es muy pequeño en relación a su anchura. Sin embargo, el movimiento es en realidad turbulento, debido al impacto de las gotas de lluvia y a las irregularidades existentes en el terreno (Akan, 1993). La pérdida de carga hidráulica debida a la

rugosidad del terreno se estima mediante el coeficiente de Manning. No obstante, éste puede definir valores muy diferentes, en relación a los establecidos para canales en régimen libre, debido al movimiento turbulento y al pequeño calado que caracteriza a la escorrentía superficial (Wolhiser, 1975; Engman, 1983; Akan, 1985).

Los mecanismos de producción de la escorrentía superficial son diversos (*Figura 2.2*). En primer lugar, se tiene la escorrentía hortoniana (Horton, 1933), en la cual el agua no se infiltra y fluye siempre a favor de la superficie topográfica hasta el pie del talud. Para que este mecanismo tenga lugar, la intensidad del evento de lluvia debe superar la capacidad de infiltración del terreno. Este tipo de escorrentía tan sólo tiene lugar durante precipitaciones extremas y, generalmente, en áreas áridas o semiáridas. Una variante de la anterior, es la escorrentía de laderas parcial (Betson, 1964). En este modelo, la escorrentía formada en las partes altas de la ladera se infiltra al descender.

El tercer mecanismo es el de escorrentía por exceso de saturación (Dunne & Black, 1970). En este caso, el suelo al pie de las laderas se satura con mayor rapidez, gracias a la escorrentía subsuperficial que tiene lugar a través de la capa más superficial del suelo; y a favor del contraste de permeabilidades muchas veces existente entre los horizontes del suelo. De esta forma, el agua que circula subsuperficialmente en las partes altas acaba rezumando en las partes bajas, donde por ser nula la infiltración la escorrentía es total. Este mecanismo es habitual en las zonas de clima templado y húmedo.

Junto a los anteriores, conviene no olvidar la escorrentía por sobre elevación temporal del nivel freático (Hewlett, 1979), o bien por el interflujo o descarga directa del suelo al pie del talud (Weymann, 1974); este último de escasa importancia cuantitativa. Desde un punto de vista práctico, aunque pueden darse los distintos tipos de escorrentía anteriormente enunciados, en general, éstos se suelen reducir a dos: a) escorrentía de laderas hortoniana; b) escorrentía por exceso de saturación.

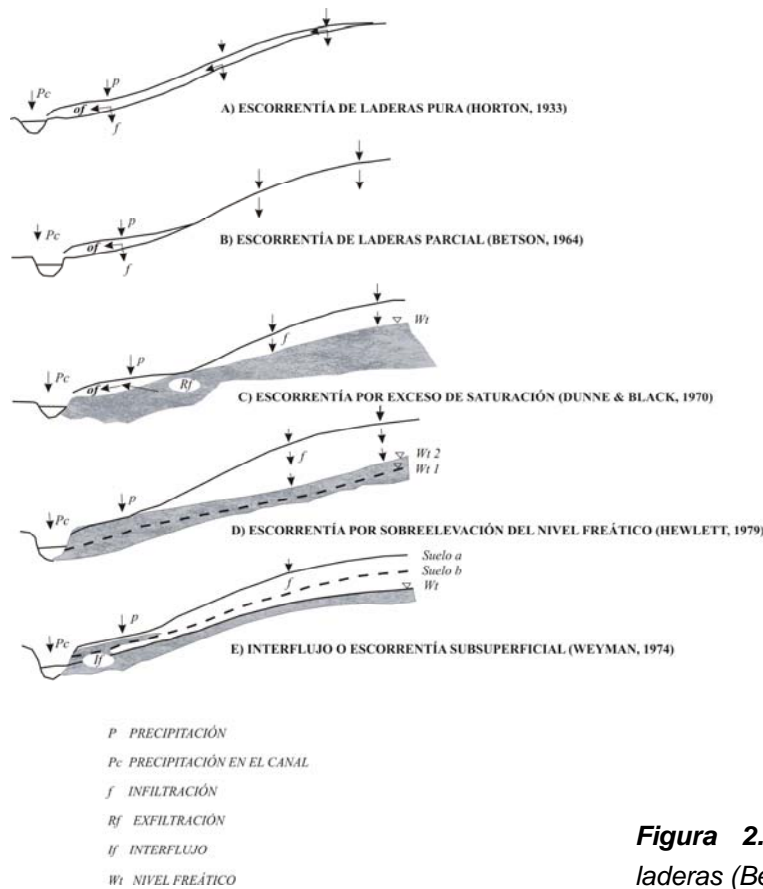


Figura 2.2. Tipos de escorrentía en laderas (Beven, 1986).

2.2.1.1. Escorrentía por exceso de saturación

En general, los primeros centímetros del suelo están profundamente alterados, por tanto, su conductividad hidráulica es muy superior a la de los horizontes inferiores. En esta zona existen muchos huecos, no siendo aplicable la ley de Darcy, dado que el agua circula en lámina libre independientemente de la succión que ejerza el suelo. Estos huecos interconectados entre sí, reciben el nombre de macroporos y, en general, tienen un origen orgánico.

Por esta red de conductos el agua viaja con rapidez, saturando las partes bajas del talud, al tiempo que retorna a la superficie. De ahí que en las zonas contiguas a la red fluvial, una parte de la cuenca esté rezumando y, por tanto, su escorrentía es total. Éste es el concepto de área contribuyente específica, que aparece desarrollado en el modelo TOPMODEL (Beven & Kirkby, 1979). Este modelo asume que para un nivel medio de humedad antecedente al evento de lluvia, la distribución espacial de la humedad en la masa de suelo será variable, aunque la intensidad y duración del evento tenga un comportamiento homogéneo en el

conjunto de la cuenca. Esta variabilidad depende, entre otros factores, de las características topográficas de la cuenca (*Figura 2.3*). En una ladera la susceptibilidad a la aparición de zonas saturadas, se puede establecer determinando el índice topográfico (Beven & Kirkby, 1979). Así, valores altos de este índice representan áreas contribuyentes considerables y pendientes poco importantes. Generalmente, se dan en la base de las laderas y cerca de los cauces. Por el contrario, valores bajos del índice topográfico son indicadoras de la ubicación de las zonas de recarga de aquellas áreas que están saturadas; normalmente, se dan en las zonas de cabecera de las laderas y presentan pendientes importantes.

El desarrollo del concepto de área contribuyente específica (Beven & Kirkby, 1979), definido como el área drenante por unidad de longitud de contorno [m^2/m], ha permitido realizar modelos para caracterizar el desarrollo de escorrentía superficial por exceso de saturación en una ladera (TOPMODEL: Beven & Kirkby, 1979; O'Loughlin, 1986; TOPOG: Moore *et al.*, 1988; Moore & Grayson, 1991; Grayson *et al.*, 1992a, 1992b). Estos modelos, se basan en la comprobación empírica de que las áreas de saturación superficial tienden a aparecer en laderas cóncavas, donde la escorrentía, tanto superficial como subsuperficial tiende a converger, incrementándose como resultado la susceptibilidad a la ocurrencia de deslizamientos superficiales (Dietrich & Montgomery, 1998).

Para la determinación del índice de saturación de una ladera, se asumen las hipótesis que siguen (Pack *et al.*, 1998):

- La escorrentía por exceso de saturación, o hipodérmica, tiene una componente de flujo que coincide con el gradiente topográfico. Como resultado, el área que contribuye a la escorrentía total en un punto dado, es función de las características topográficas de la ladera. De este modo se define el concepto de área específica de cuenca.
- El caudal en un punto dado de la ladera está en equilibrio con la recarga, que a su vez se considera uniforme.
- La magnitud de los gradientes hidráulicos de la ladera (si hay saturación) depende de la transmisividad de la masa de suelo, T (m^2/hora) y del seno del ángulo de la pendiente en la ladera.

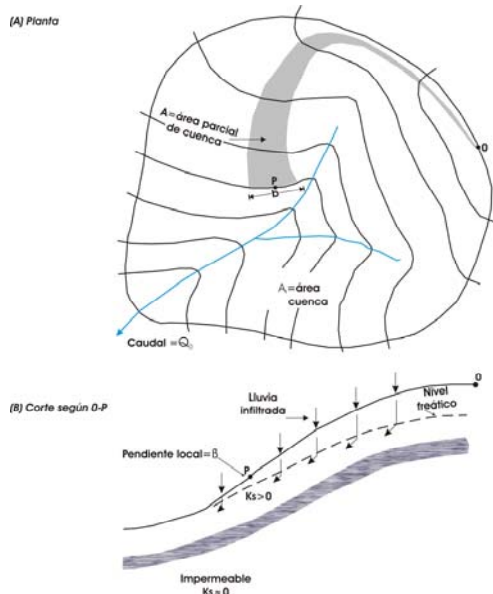


Figura 2.3. Modelo conceptual que permite explicar la formación de escorrentía superficial por exceso de saturación en una ladera. Para ello se debe cumplir que: $Aq/b \geq TM$, donde: A = área drenante parcial de cuenca; q = caudal de escorrentía superficial; b = valor de longitud de contorno; T = transmisividad de la masa de suelo; M = pendiente local (O'Loughlin, 1986).

La última hipótesis difiere de la inicialmente planteada en el modelo TOPMODEL (Beven & Kirkby, 1979), que asume que la conductividad hidráulica disminuye con la profundidad. En su lugar, considera que la permeabilidad es uniforme en la masa de suelo. A su vez, éste se sitúa sobre un sustrato rocoso relativamente impermeable.

Este índice define un rango, en el que el límite superior queda determinado por el valor 1 (grado de saturación del 100 %), mientras que el inferior establece la fracción del volumen de huecos del suelo que está saturada. Los parámetros topográficos de los que depende el índice de saturación: área contribuyente específica (a ; pendiente, θ), se pueden cuantificar mediante el tratamiento matemático del Modelo Digital de Elevaciones (MDE). A este respecto, en lo que se refiere a la determinación del citado factor, se deben desarrollar una serie de etapas previas a la cuantificación del área contribuyente específica. Éstas se concretan en: a) la corrección de los errores del MDE; b) la determinación de las pendientes y direcciones de flujo; c) el cálculo de las áreas contribuyentes específicas.

2.2.2. Fase de propagación y laminación a favor de la red de drenaje

Las ecuaciones de Saint-Venant son las ecuaciones básicas que describen el flujo transitorio unidimensional en canales abiertos. Estas ecuaciones carecen de solución analítica. Para la resolución numérica de las mismas, se suele recurrir a

su simplificación, despreciando términos. Así, si no se consideran los términos de aceleración y convección se llega a la denominada ecuación de la onda de difusión y si, además, se desprecia la variación en el calado (flujo uniforme) se obtiene la ecuación de la onda cinemática. Con todo, los métodos hidráulicos indicados presentan una cierta complejidad de resolución, a la vez que requieren un elevado volumen de datos. Como consecuencia, generalmente se utilizan métodos hidrológicos.

Los métodos hidrológicos requieren de la estimación de parámetros empíricos, que son difíciles de evaluar en ausencia de datos de aforo. Estos métodos utilizan como base la ecuación de la continuidad. Los de uso más habitual son: a) método de Puls (USBR, 1989); b) el método de Muskingum (USACE, 1969); c) el método de Muskingum-Cunge (Cunge, 1967).

3. EROSIÓN HÍDRICA

3. EROSIÓN HÍDRICA

La erosión hídrica está condicionada por las características geomorfológicas de las cuencas fluviales. Así, en las zonas próximas a las divisorias predomina la erosión por salpicadura (*splash erosion*). En las laderas, donde la pendiente no permite que la fuerza cortante del agua supere la resistencia del suelo, aparece erosión laminar (*sheet erosion*). Dentro del mismo contexto espacial, y donde la pendiente condiciona que la escorrentía superficial acumule energía potencial suficiente como para superar el umbral de resistencia del suelo, o bien como consecuencia de irregularidades microtopográficas (obstáculos, depresiones...), se desarrolla erosión en surcos (*rill erosion*). De proseguir la acción erosiva, los surcos principales pueden profundizarse y ensancharse, definiendo canales que reciben el nombre de regueros (*gullies*). Por otro lado, en los cauces de caudal permanente, la erosión está constreñida a las márgenes de los mismos. Finalmente, en las zonas de ruptura de pendiente y cuando la dinámica fluvial así lo favorece, se produce sedimentación (Figura 3.1). De todos los procesos enunciados, el más importante, tanto por la extensión espacial donde se desarrolla como por el volumen de material movilizado, es la erosión por arroyada (Gandullo & Ruza, 1985).

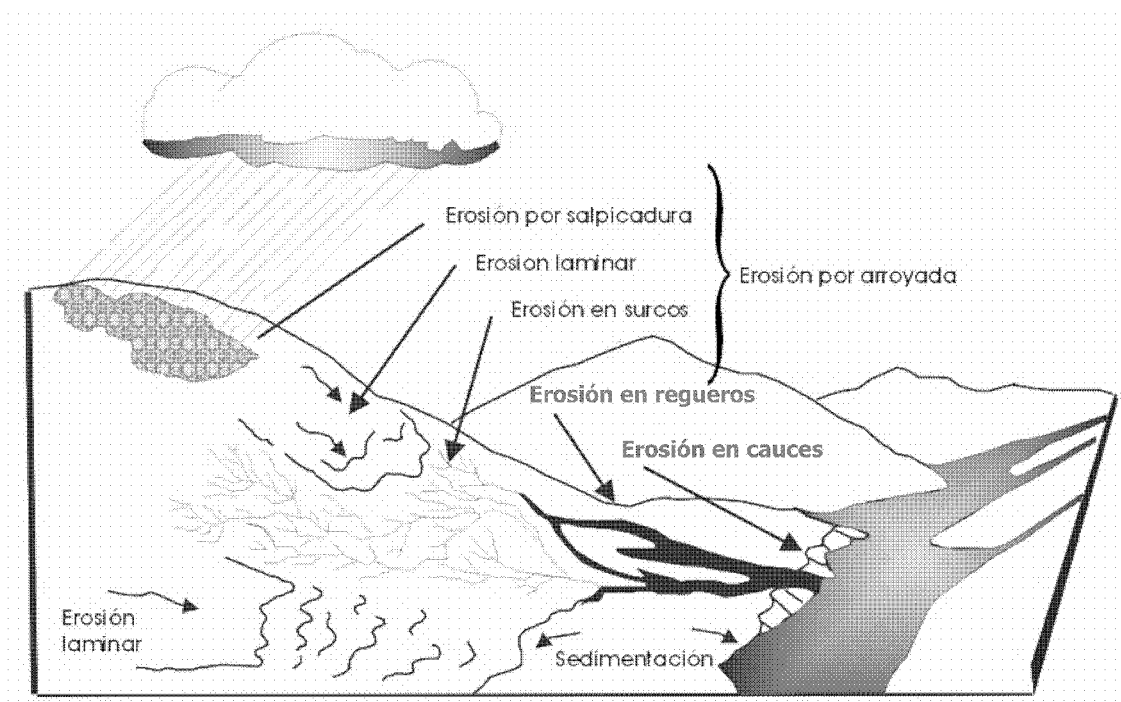


Figura 3.1. Distribución espacial de los tipos de erosión hídrica existentes a nivel de cuenca hidrográfica.

3.1. EL CONCEPTO DE EROSIÓN HÍDRICA

La erosión hídrica se debe a la interacción entre los subprocesos de disgregación y transporte de las partículas del suelo; ambos son consecuencia del impacto de las gotas de lluvia y del inicio de la escorrentía superficial (Ellison, 1947). El golpeo constante de las gotas de lluvia proporciona la energía necesaria para desagregar las partículas del suelo, destruyendo la estructura que lo forma. Seguidamente, la escorrentía superficial transporta las partículas de sedimentos ladera abajo.

Igualmente, el impacto de las gotas de agua sobre la superficie del suelo puede romper los agregados poco estables. Este proceso conduce a la liberación de partículas finas, que al ser movilizadas van a rellenar los poros y huecos del horizonte superficial, formando una costra superficial (Porta *et al.*, 1994) que disminuye el umbral de escorrentía de la zona afectada.

Normalmente los procesos de erosión hídrica se limitan al arranque, o a un transporte limitado al entorno donde se produce el impacto de las gotas, debido a que la escorrentía pierde competencia de transporte, por ejemplo, por la presencia de obstáculos (Foster, 1982). Por tanto, disgregación, transporte y sedimentación son tres procesos que actúan de modo integrado en el proceso erosivo (Rose, 1985). El efecto disgregador producido por el impacto de las gotas de un chubasco es el principal agente erosivo, ya que la capacidad de desagregación que posee la escorrentía laminar se puede considerar poco relevante, debido a la baja fricción que genera el movimiento del agua en la interfase agua-suelo.

El otro proceso erosivo que comparte el dominio espacial de la erosión laminar es la erosión en surcos. La escorrentía superficial, aunque teóricamente se define por tener un calado uniforme a lo largo de la ladera, tiende a concentrarse a lo largo de pequeños canales (surcos), debido a las irregularidades que presenta el terreno. Estos canales se forman cuando la escorrentía superficial tiene suficiente capacidad de transporte como para movilizar material. De este modo, la fricción que el material movilizado ejerce sobre el suelo, propicia un incremento en el tamaño de las dos dimensiones que definen el surco: calado y anchura. Asimismo, constituyen la vía preferente para la circulación de la escorrentía en una ladera. Cada uno de estos surcos presenta su correspondiente divisoria, que delimita la cuenca drenante a cada una de estas acanaladuras y, por tanto, su área fuente de sedimentos. Además, mientras continúa funcionando la escorrentía laminar en el

3.2. PROCESOS QUE INTERVIENEN EN LA EROSIÓN HÍDRICA

Los procesos que definen la erosión hídrica (disgregación por el impacto de las gotas de lluvia, así como por la acción de la escorrentía y el transporte consecuencia de la acción de ambas variables), definidos en la *Figura 3.2.*, actúan en zonas afectadas por erosión en arroyada (Ellison, 1947; Rowlison & Martin, 1971). Con todo, los dos procesos más importantes son: la disgregación del suelo inducida por el impacto de las gotas de lluvia y el transporte resultado de la formación de la escorrentía. En ambos casos, la interacción con el tipo de cobertura vegetal existente, la pendiente y el calado de la lámina de agua, van a determinar la intensidad con la que actúa la disgregación y el subsiguiente transporte.

3.2.1. *Disgregación por impacto de gota de lluvia*

Mutchler (1967) y Al-Durrah & Bradford (1982), determinaron mediante experimentación los efectos que sobre el suelo tiene el impacto de una gota de lluvia. Éstos se concretan en la disgregación del suelo y en la movilización de partículas de sedimento, formándose como resultado un pequeño cráter o cavidad.

La energía de la gota de agua al impactar con el suelo, se transforma en dos tipos de fuerzas: una compresiva, que se convierte en otra de cizalla, siendo esta última responsable de la traslación de las partículas. Por otro lado, la cantidad de suelo disgregado es función de la deformabilidad del suelo, así como de las fuerzas de cohesión del mismo, que se oponen a las de cizalla una vez se ha producido el impacto (Al-Durrah & Bradford, 1982).

3.2.2. *Disgregación inducida por la escorrentía*

En el dominio espacial en el que actúa la erosión laminar, la disgregación de partículas por acción de la escorrentía superficial es poco significativa (Foster, 1982), ya que la fuerza de fricción definida al interrelacionar la escorrentía con la superficie del suelo es del orden de pascales, mientras que la resistencia del suelo a la disgregación es del orden de kilopascales (Rowlison & Martin, 1971; Nearing, 1991).

Por otro lado, la capacidad erosiva de la escorrentía concentrada en surcos es directamente proporcional a la altura de lámina de agua, así como de la velocidad que presente el flujo que, a su vez, es función de la pendiente y la rugosidad.

3.2.3. Transporte por salpicadura

Tiene lugar inmediatamente después de que la gota de lluvia disgregue el suelo al impactar. Como resultado de dicho golpeo tiene lugar una desintegración de la gota en pequeñas gotitas, que son irradiadas al exterior llevando en su interior partículas de suelo. La importancia de este mecanismo se va reduciendo a medida que aumenta la profundidad de la lámina de agua, haciéndose irrelevante cuando ésta es superior a tres veces el diámetro medio de las gotas de un aguacero (Moss *et al.*, 1982).

Cuando el impacto se produce sobre una superficie horizontal y con una componente normal a la misma, se considera que la traslación de partículas asociada al golpeo se produce en todas las direcciones de modo homogéneo. En las laderas, sin embargo, la traslación de partículas se produce básicamente según la dirección de la máxima pendiente.

3.2.4. Transporte por escorrentía

En el momento que comienza la escorrentía se inicia el transporte de suelo ladera abajo. Una vez iniciado el proceso, el flujo únicamente puede llevar partículas en suspensión, cuyo volumen dependerá de la pendiente y de la rugosidad que presente la superficie. La mayor parte de la carga sólida se debe a la acción combinada del flujo de agua y el impacto de las gotas de lluvia. La fracción de sedimentos restante es aportada por las partículas liberadas durante el proceso de erosión por salpicadura (Moss, 1988). Por otro lado, la acción de las gotas de lluvia juega un papel importante, ya que el impacto de las mismas sobre la lámina de agua permite poner en movimiento partículas que previamente no habían sido movilizadas por la dinámica de flujo (Kinnell, 1988). A este respecto, si tanto la profundidad de la lámina de agua como la pendiente de la ladera son bajas, los surcos pueden llegar a no formarse. En este caso, el transporte asociado al impacto de las gotas es el mecanismo dominante (Moss, 1988). Este tipo de transporte, puede tener lugar en láminas de agua con una profundidad de 1 mm, aunque su efectividad se maximiza en láminas de agua con una profundidad igual a dos o tres veces el diámetro medio de las gotas de lluvia del aguacero.

3.2.5. Sedimentación del material movilizado por la erosión hídrica

Los sedimentos transportados por carga de fondo, y parte de la carga en suspensión, se depositan cuando la energía de la escorrentía superficial se atenúa por la rugosidad de la superficie (debida a la presencia de plantas y residuos vegetales que cubren el suelo), y/o el grado de turbulencia del flujo se reduce como resultado de una disminución de la pendiente, o de una reducción en la intensidad del chubasco. La sedimentación es tanto más selectiva en función de la altura de lámina de agua y de la extensión del mecanismo de transporte asociado al impacto de gota de lluvia (Hairsine & Rose, 1991). Igualmente, la velocidad de sedimentación es inversamente proporcional a la velocidad de flujo y directamente proporcional a la concentración, densidad y tamaño de las partículas del suelo (Hairsine & Rose, 1991).

3.3. FACTORES QUE CONDICIONAN LA EROSIÓN HÍDRICA

3.3.1. Características del aguacero

Las características del chubasco determinan el grado de erosividad de la lluvia y la escorrentía. A este respecto, la energía cinética es el parámetro más utilizado para evaluar la erosividad de un aguacero. Dicho parámetro es función: a) del tamaño de las gotas del evento lluvioso; b) de la forma de las gotas; c) de la velocidad de impacto (Gilley & Finkner, 1985; Riezebos & Epema, 1985; Sharma & Gupta, 1989).

Cuando se conoce la distribución de tamaños de las gotas del aguacero, la energía total de un aguacero se puede calcular mediante la suma individual de la energía cinética asociada a cada una de las gotas del chubasco (Wischmeier & Smith, 1958; Sharma *et al.*, 1993). Sin embargo, obtener la distribución de tamaños de las gotas del chubasco, así como la energía de la tormenta es un proceso complicado que, además, está sujeto a la variabilidad existente en la distribución de intensidades de la tormenta. De hecho, tanto la energía del evento lluvioso como el factor tamaño de las gotas de lluvia, se estiman a partir del conocimiento de la intensidad de la tormenta (Wischmeier & Smith, 1958; Park *et al.*, 1983). Por otro lado, la existencia de una lámina de agua con un calado no superior a tres veces el diámetro medio de las gotas del evento de lluvia (Mutchler & Young, 1975), favorece el efecto disgregador que tiene el impacto de las gotas de lluvia sobre el

suelo (Palmer, 1965; Mutchler, 1967). Igualmente, la capacidad de transporte de una lámina de agua con un calado igual o inferior a 3 veces el diámetro medio de las gotas del aguacero, se incrementa gracias al golpeo de las gotas caídas durante una tormenta. Dicho mecanismo de transporte es función: a) del tamaño de las partículas; b) del tamaño de las gotas; c) de la profundidad y velocidad de la escorrentía (Moss & Green, 1986; Kinnell, 1988). A este respecto, el transporte de partículas resultado de la formación de la escorrentía superficial está directamente relacionado con el calado y la velocidad del flujo. Asimismo, ambos factores determinan la fricción que ejerce el agua en movimiento sobre la superficie del suelo (Gilley *et al.*, 1985).

3.3.2. Configuración topográfica

Los parámetros topográficos que determinan la intensidad con la que se desarrolla el proceso de erosión hídrica son: a) pendiente; b) orientación; c) perfiles de curvatura. Igualmente, juegan un papel preponderante aquellos factores que condicionan la formación de la escorrentía superficial, a saber: área contribuyente drenante y longitud de la ladera.

La pendiente es el parámetro que influye de modo más directo en la erosividad asociada a la escorrentía, ya que condiciona la energía del flujo, quedando ésta definida por el producto entre el esfuerzo de fricción hidráulica y la velocidad media de la corriente (Nearing *et al.*, 1991), siendo ambos parámetros directamente proporcionales a la pendiente. Además, la pendiente determina el ángulo con el que van a impactar las gotas de lluvia. Así, en un terreno llano las gotas van a golpear el suelo con un ángulo de 90°, definiendo una fuerza de impacto F , que se disipará únicamente como fuerza compresiva. Sin embargo, cualquier incremento en la pendiente o disminución en el ángulo de impacto, provocará que la fuerza de impacto se descomponga en dos componentes: una compresiva y otra de cizalla, tanto mayor la segunda cuanto mayor es el ángulo de la pendiente de la ladera, o menor es el ángulo de impacto de las gotas sobre la superficie (Ekern, 1950).

La orientación de la ladera determina el grado de insolación de la misma, condicionando la humedad que presenta el suelo y, por tanto, las características de la cobertura vegetal. Así, las laderas en solana presentan menor porcentaje de cabida cubierta tanto subaérea como del suelo. Por ello, la intensidad con la que actúa la erosión hídrica en estas laderas es mayor, que en aquellas otras

localizadas en zonas de umbría, donde los porcentajes de cabida cubierta son mayores.

Por otra parte, el análisis de los perfiles de curvatura permite conocer los cambios en la dinámica de la escorrentía. Así, el perfil definido según la máxima pendiente refleja los cambios en el gradiente de la ladera que, a su vez, condiciona la velocidad con la que se mueve el agua. Sin embargo, el análisis de la curvatura según la normal al gradiente informa acerca de la variación en el ángulo de orientación. Igualmente, permite concretar qué laderas son esparcidoras de la escorrentía, y también aquéllas otras en las que la escorrentía tiende a concentrarse (*Figura 3.3*).

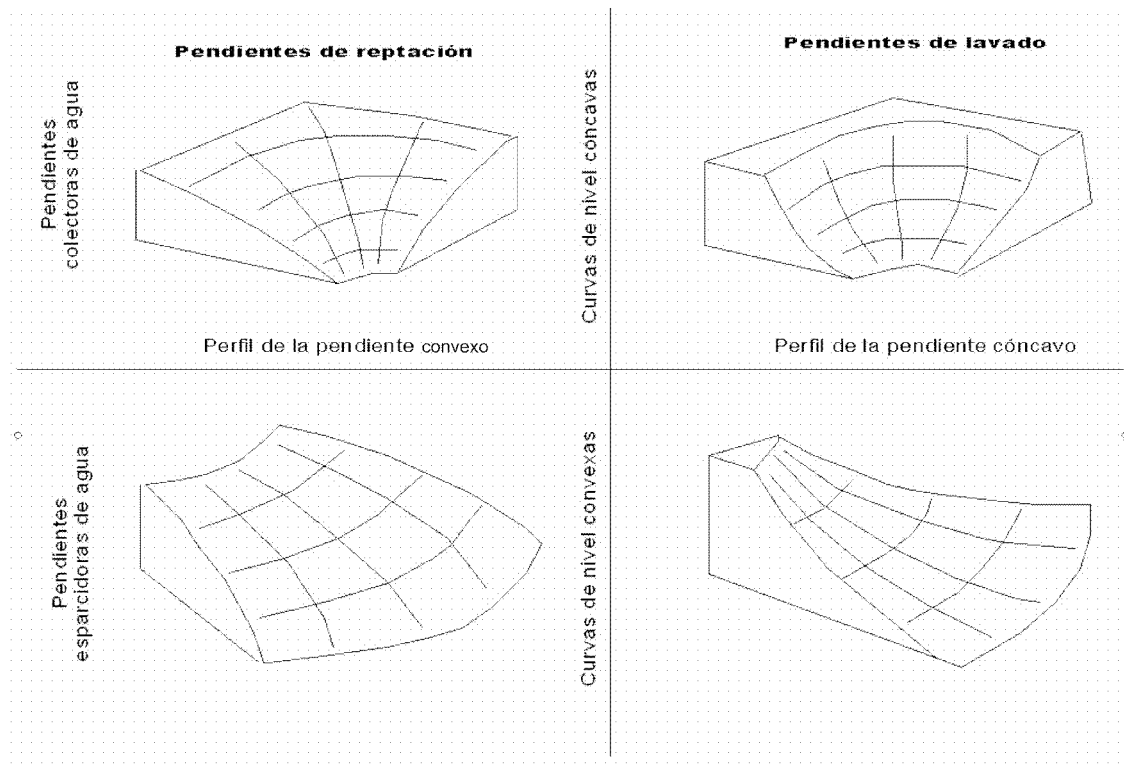


Figura 3.3. Clasificación morfológica de laderas. Cada una de las tipologías consideradas determina una respuesta hidrológica diferenciada (Troeh, 1965).

Por otro lado, el área contribuyente drenante se define como el área que drena en un punto concreto de la cuenca, según una longitud de contorno dada; mientras que el factor 'longitud de la ladera', es la distancia existente desde el punto donde se origina la escorrentía hasta el punto donde la pendiente de la ladera es lo

suficientemente baja como para dar lugar a sedimentación, o hasta donde la escorrentía pasa a circular por un canal bien definido (Wischmeier & Smith, 1965).

3.3.3. Usos del suelo

La cobertura vegetal y el porcentaje de cabida cubierta reducen el riesgo de erosión por salpicadura, al interceptar las gotas de lluvia y, en consecuencia, disipar la energía cinética con la que impactan sobre el suelo. El total de energía disipada es función de la altura que presente la cobertura vegetal y del porcentaje de cabida cubierta. Así, cuando la vegetación presenta poca altura respecto del suelo y el porcentaje de cabida cubierta es superior al 75 % (p.e. gramíneas), se suele disipar totalmente la energía asociada al impacto de las gotas de lluvia.

Sin embargo, en áreas boscosas puede tener lugar una coalescencia de las gotas de lluvia, lo que provoca un aumento de su velocidad terminal o crítica. De este modo, un chubasco puede tener el mismo, o incluso mayor poder erosivo que en el caso de no haber sido interceptadas las gotas de lluvia por la cubierta arbórea. Esto es debido a que las gotas se pueden ir uniendo al atravesar las copas, aumentando por tanto la energía con la que impactan contra el suelo. (Chapman, 1948; Moss & Green, 1986; Sharma & Gupta, 1989; Porta *et al.*, 1994). En otro orden de cosas, los restos vegetales que cubren el suelo reducen la erosión por arroyada de dos modos. Por un lado, protegen la superficie del suelo del impacto directo de las gotas de lluvia, reduciendo además la velocidad de la escorrentía. Igualmente, preservan al suelo de la formación de costras, favoreciendo la infiltración del agua, así como la reducción de la velocidad de la escorrentía, de modo que la energía disponible para el transporte es menor (Foster, 1982; Mannering & Meyer, 1963).

Un factor adicional que atenúa la velocidad de la escorrentía es la rugosidad, quedando la misma definida por los usos del suelo existentes, así como por la presencia de piedras, terrones, e irregularidades topográficas en el terreno. Un incremento en la rugosidad implica un aumento en el área sobre el que las gotas pueden impactar, siendo la consecuencia más inmediata de este efecto la disminución de la energía disponible para disgregar el suelo. Además, se reduce el ángulo de impacto, así como la intensidad con la que actúa la erosión por salpicadura. Del mismo modo, si abundan las piedras o terrones de gran tamaño, se pueden formar costras por acumulación de agua en las depresiones asociadas

a los mismos (Freebairn *et al.*, 1991). El almacenamiento de agua en estos huecos disipa la energía asociada al impacto de las gotas de lluvia, aminorando la capacidad de disgregación de éstas sobre los agregados del suelo. Igualmente, la presencia de piedras o terrones reduce la capacidad de transporte de la escorrentía.

3.3.4. Características físico-químicas del suelo

La susceptibilidad del suelo a ser disgregado, ya sea por efecto de la fricción que ejerce el agua, o como consecuencia del impacto de las gotas de lluvia, depende del grado de cohesión y de la estabilidad de los agregados (Cruse & Larson, 1977; Ghadiri & Paine, 1977; Al-durah & Bradfor, 1982; Nearing & Bradfor, 1985; Sharma *et al.*, 1991). A su vez, ambos factores son función de: a) el tamaño de los agregados; b) la cantidad y tipo de arcilla; c) el contenido en carbono orgánico; e) el contenido en hierro, sodio, calcio y magnesio.

Igualmente, el grado de saturación que presenta el suelo al iniciarse el aguacero también afecta a la disgregabilidad del mismo (Truman & Bradfor, 1990; Kemper *et al.*, 1987; Truman *et al.*, 1990). Dependiendo del contenido en arcilla y de la naturaleza de los cationes presentes, tanto la estabilidad de los agregados como la resistencia del suelo aumentan cuando el contenido en humedad antecedente del suelo es alto, reduciéndose en ambos casos cuando disminuye el grado de humedad. Igualmente, la energía de impacto de las gotas de lluvia, así como el porcentaje de sodio intercambiable (PSI) del suelo, favorecen la ruptura de los agregados, dado que se incrementa la dispersión coloidal, así como el volumen de arcillas (Agassi *et al.*, 1981; Shainherg & Latey, 1984). Como conclusión, la erosionabilidad del suelo es tanto más alta cuanto mayor es la dispersión coloidal, que, a su vez, se incrementa con el PSI (Singer *et al.*, 1982). Igualmente, la susceptibilidad de un suelo a ser disgregado aumenta cuando se dan bajas concentraciones de electrólitos, o bien hay presencia de arcilla tipo esmectita (Stern *et al.*, 1991; Ben-Hur *et al.*, 1992; Agassi *et al.*, 1994a, 1994b).

El esfuerzo de cizalla crítico necesario para que una partícula sea transportada, es función del diámetro de las partículas, así como de la densidad de las mismas (Foster & Meyer, 1975). Así, las partículas de tamaño arena y los agregados son transportados principalmente como carga de fondo, mientras que las partículas tamaño arcilla y limo son transportadas en suspensión.

En lo que hace referencia a la infiltración, básicamente depende de la conductividad hidráulica del suelo. Este parámetro se puede estimar a partir de la distribución textural que presenta el suelo (Rawls *et al.*, 1982). Sin embargo, la capacidad de infiltrar agua puede variar de modo coyuntural, al formarse costras superficiales como consecuencia del impacto de las gotas de lluvia sobre el suelo (Porta *et al.*, 1994).

3.4. DEGRADACIÓN ESPECÍFICA

Del total de sedimentos erosionados en una cuenca, únicamente una parte del total sale de la misma, depositándose el resto en las zonas de ruptura de pendiente, o donde la dinámica fluvial así lo favorece (*Figura 3.4.*). La degradación específica (*sediment yield*) de una cuenca se define como: “*el total de sedimentos derivados de una cuenca de drenaje o vertiente medido en una sección de referencia y en un periodo concreto de tiempo*” (Vanoni, 1975; Aguiló *et al.*, 1992; Sanz Montero *et al.*, 1998). Este parámetro se expresa en $t/km^2/año$.

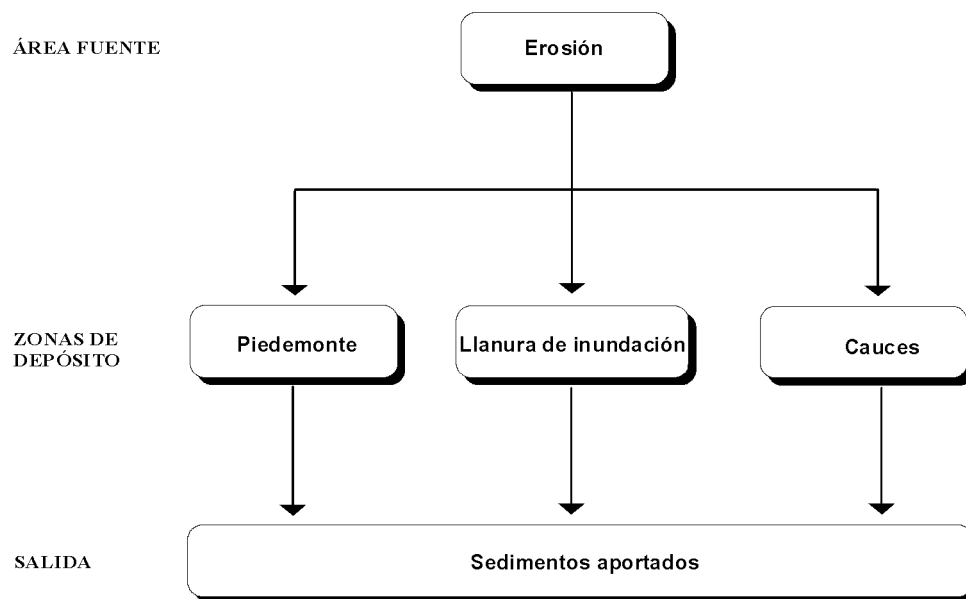


Figura 3.4. Modelo general del movimiento de sedimentos en una cuenca fluvial (Avendaño *et al.*, 1993).

3.5. EVALUACIÓN DE LA EROSIÓN HÍDRICA

3.5.1. Síntesis de las metodologías existentes

En la actualidad, la degradación de los suelos es uno de los problemas medioambientales más importantes a escala global (Bridges *et al.*, 2001). La combinación de varios factores de tipo geomorfológico, climático y geográfico, junto con la acción del hombre, pueden favorecer la acción de los agentes erosivos, aumentando considerablemente el riesgo de pérdidas de suelo (Kirkby & Morgan, 1980). En este contexto, se hace necesario avanzar en las técnicas que sirvan para evaluar, cuantificar y predecir la erosión. Asimismo, se requieren estudios sobre restauración de los terrenos afectados (de Boodt & Gabriels, 1980; Schwertmann *et al.*, 1989; Olson *et al.*, 1994; Agassi, 1996; Morgan *et al.*, 1998), ya que la complejidad y multifactorialidad de los procesos que generan erosión hídrica, suponen una seria dificultad para su estudio y evaluación.

Las técnicas y procedimientos científicos existentes para evaluar la erosión hídrica en un territorio persiguen dos objetivos: a) cuantificar las tasas medias en una localización puntual, o sector areal; b) profundizar en la validez de extrapolar espacio-temporalmente dichos valores a otros sectores del territorio, u otros periodos de tiempo distintos al de medición. En función de la información disponible, la erosión hídrica existente en una cuenca se puede cuantificar mediante el uso de métodos directos (Haigh, 1977; Ritchie & McHenry, 1990; Bryan, 1990; Kasai, 2001; Toy *et al.*, 2002) o indirectos (Wischmeier & Smith, 1965; Flanagan *et al.*, 1995; Renard *et al.*, 1997; Johnson *et al.*, 2000). Dentro de los métodos directos (*Figura 3.5*), el análisis dendrocronológico de raíces expuestas permite aproximar, tanto desde un punto de vista espacial como temporal, las tasas de erosión existentes en el territorio así como sus variaciones.

En lo que hace referencia a los métodos indirectos, básicamente se pueden categorizar en tres grupos: a) aquéllos que para su implementación requieren de medidas de caudales; b) aquellos otros que para su aplicación no necesitan de esta información; c) los basados en características físicas de la cuenca, tales como el coeficiente de bifurcación. Como ejemplo de este último grupo se puede dar el método del coeficiente de entrega de sedimentos, CES (Glymp, 1954; Avendaño *et al.*, 1993). Dentro de la primera categoría se pueden citar los modelos: MUSLE (Williams, 1975); WEPP (Laflen *et al.*, 1997); EUROSEM (Morgan *et al.*, 1998);

LISEM (de Roo *et al.*, 1998); GUEST (Rose *et al.*, 1998). Así, MUSLE y WEPP estiman las pérdidas de suelo de una cuenca, sobre la base de la medida de caudal punta registrada tras un evento de tormenta. Por su parte, EUROSEM y LISEM requieren del hidrograma completo para simular el proceso de erosión hídrica.

En relación con la segunda categoría, la forma revisada de la Ecuación Universal de Pérdida de Suelo (RUSLE; Renard *et al.*, 1991, 1997), constituye una versión mejorada de la USLE (Wischmeier & Smith, 1978). La RUSLE predice la tasa media anual de erosión hídrica para distintos escenarios, los cuales son resultado de la combinación de usos del suelo, prácticas de conservación, técnicas de control de la erosión...La versatilidad de este modelo viene dada por su aplicabilidad a cuencas no monitorizadas, siempre y cuando se conozcan las características físicas e hidroclimáticas de las mismas. Para cuencas eminentemente agrícolas, los resultados derivados de la simulación se comparan con la medida estimada de pérdida de suelo tolerable, o factor T, que representa la máxima erosión hídrica asumible en una cuenca desde el punto de vista de la sostenibilidad económica de la actividad agraria existente. En esta tesis se ha utilizado la RUSLE, al objeto de evaluar la erosión hídrica, así como los métodos MUSLE y CES (Glymp, 1954; Avendaño, *et al.*, 1993) para estimar las pérdidas de suelo existentes en una cuenca.

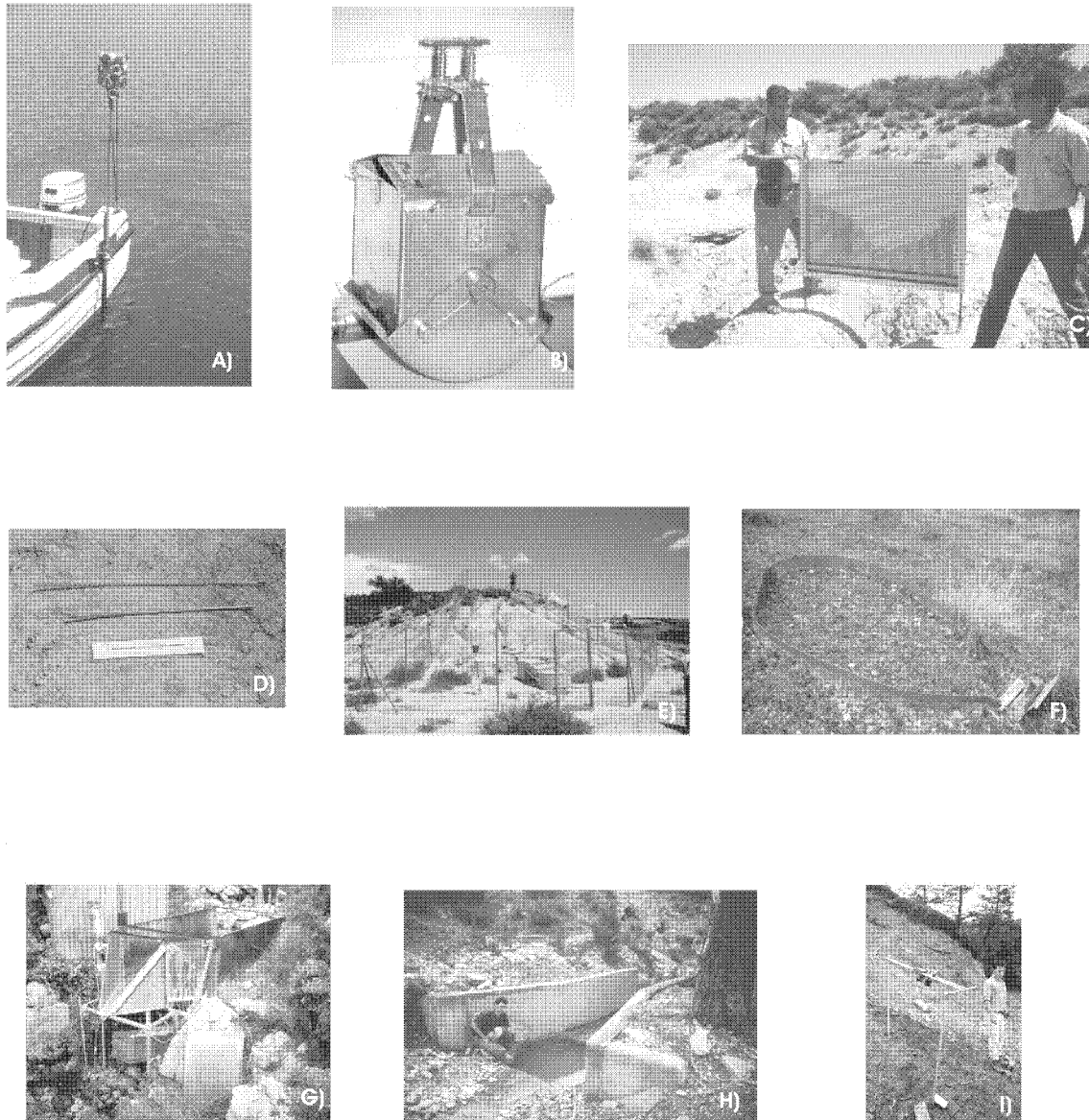


Figura 3.5. Algunos métodos de estimación directa de la erosión. A) batimetría de embalses, B) draga para medida de colmatación, C) microperfilador topográfico, D) agujas de erosión, E) parcela experimental, F) microparcela experimental, G) flume para emisión de cuencas, H) trampa para emisión en cuencas, I) pares estereoscópicos.

3.5.2. Metodologías, técnicas y herramientas utilizadas en los escenarios planteados

3.5.2.1. Análisis dendrocronológico de raíces expuestas de árboles

3.5.2.1.1. Definición y principios de la Dendroconología

La Dendroconología es la ciencia que data los anillos de crecimiento de los árboles, con el fin de caracterizar y sincronizar los cambios de índole ambiental que tienen lugar en el medio, o de datar restos arqueológicos. Etimológicamente, 'dendro' procede de la palabra griega *drendon*, que significa árbol, mientras que la palabra 'cronología' deriva de los vocablos griegos *chronos* y *logos*, que traducidos al español equivalen a tiempo y tratado o conocimiento, respectivamente. Leonardo da Vinci (1452-1519), fue la primera persona que se percató de la existencia de relación entre las variables climáticas (precipitación, temperatura) y las medidas de anchura de una serie de anillos de crecimiento. Sin embargo, es en los albores del siglo XX cuando se establecen los fundamentos teóricos de la dendrocronología (Douglass, 1909; 1914).

En síntesis, la Dendroconología se basa en el estudio de series de anillos de crecimiento. Como resultado de las variaciones climáticas estacionales existentes en las latitudes de clima templado, la formación de nuevos anillos en árboles está sujeta a dos fases de crecimiento, que dan lugar a la formación de la madera temprana y tardía, definiendo ambas un anillo (*Figura 3.6*) (Fritts, 1976). En determinadas especies (entre ellas *Pinus sylvestris*), estas estructuras generadas en el *cambium* vascular tienen (en condiciones ambientales normales) una periodicidad anual. Otras, sin embargo, (p.e. *Quercus ilex*) tienden a desarrollar falsos anillos (*false rings*), o incluso a no generarlos (*missing rings*). Asimismo, hay especies en las que los anillos no son reconocibles, al desarrollarse en regiones donde a lo largo del año la disponibilidad de agua y las temperaturas presentan una distribución uniforme. A este respecto, Grissino-Mayer (1993), realizó un inventario en el que considero más de 500 especies arbóreas y arbustivas, determinando para cada una de ellas su grado de idoneidad dendrocronológica. Este listado es consultable en la fuente URL: <http://web.utk.edu/~grissino/species.htm>.

Como cualquier otra ciencia, la Dendroconología también tiene un sistema específico de principios o 'reglas científicas'. Puede considerarse que los mismos tienen su origen a finales del siglo XVIII, con el principio de Uniformitarismo (Hutton, 1785). En contraposición, el principio del Crecimiento Agregado de los anillos es relativamente reciente. Asimismo, algunos de los principios son específicos de la Dendroconología, mientras que otros, como el principio de Réplica son comunes a otras disciplinas. A modo de síntesis, las leyes o principios que rigen en Dendroconología son: a) principio de Uniformitarismo; b) principio de los Factores Limitantes; c) principio de Amplitud Ecológica; d) principio de Crecimiento Agregado; e) principio de Selección del Área de Estudio; f) principio de Réplica; g) principio de Datación Cruzada (*crossdating*).

- a) **Principio de Uniformitarismo.** Los procesos físicos y biológicos que relacionan las condiciones ambientales actuales con el patrón de crecimiento anual de los anillos, deben de haber operado de igual modo en el pasado. En otras palabras, el 'presente es la llave al pasado' (Hutton, 1785).
- b) **Principio de los Factores Limitantes.** En un área dada, el crecimiento de un árbol está condicionado por uno o varios factores limitantes, a los que los anillos responden de forma preferente. Así, si el factor limitante predominante es la lluvia, el anillo que se forme en un año dado maximizará su anchura cuando el registro pluviométrico correspondiente a ese año se aproxime al óptimo. Por el contrario, ese mismo anillo será singularmente estrecho si la precipitación anual registrada fuera muy inferior a la que debiera haberse dado en un año medio.
- c) **Principio de Amplitud Ecológica.** Cada especie arbórea se desarrolla en un rango latitudinal y altitudinal dado. De esta manera, los resultados de una investigación dendrocronológica se optimizan, cuando el muestreo se lleva a cabo entre los límites superior o inferior de dichos rangos.
- d) **Principio de Crecimiento Agregado de los Anillos** (Cook, 1987; 1990). Asume que el crecimiento de los anillos viene determinado por un conjunto de factores, de origen natural (precipitación, temperatura, incendios...) y antrópico (p.e. contaminación atmosférica) que afectan a su patrón de

crecimiento anual. Desde un punto de vista matemático, este principio se define como sigue:

$$Rt = A_t + C_t + \delta D_{1t} + \delta D_{2t} + E_t \quad [3.1]$$

Donde: R_t es el crecimiento anual de un anillo; A_t es el número de anillos formados en condiciones ambientales normales; C_t representa las características del clima durante el año analizado; D_{1t} define la existencia de factores de alteración en el bosque; D_{2t} equivale a la aparición de factores de alteración ajenos al bosque (p.e. plaga de insectos); E_t está relacionado con otro tipo de eventos no tenidos en cuenta por los anteriores; δ es 0 ó 1, en función de si se dan o no los factores que definen los términos D_{1t} y D_{2t} .

- e) **Principio de Selección del Emplazamiento.** La selección del área de estudio es función del factor ambiental objeto de caracterización. Así, si se pretende investigar la tasa de denudación existente en una cuenca, se deben evitar las áreas planas por ser zonas donde predominan los procesos de sedimentación.
- f) **Principio de Réplica.** Para obtener resultados representativos, que permitan establecer conclusiones validas acerca de la variable ambiental objeto de estudio, se debe muestrear un número estadísticamente significativo de árboles. Asimismo, conviene obtener varias series anuales de crecimiento representativas de un mismo árbol.
- g) **Principio de Datación Cruzada, *crossdating*,** (Fritts, 1976). Diferentes factores ambientales y antrópicos pueden influir en el crecimiento de un anillo. Como resultado, en un área fisiográficamente uniforme, se dará un patrón común en las series anuales de crecimiento, el cual estará básicamente definido por la secuencia de medidas de anchura existente en la serie. La caracterización de este patrón permite datar y sincronizar anillos, situándolos correctamente en el tiempo mediante diversas técnicas estadísticas.

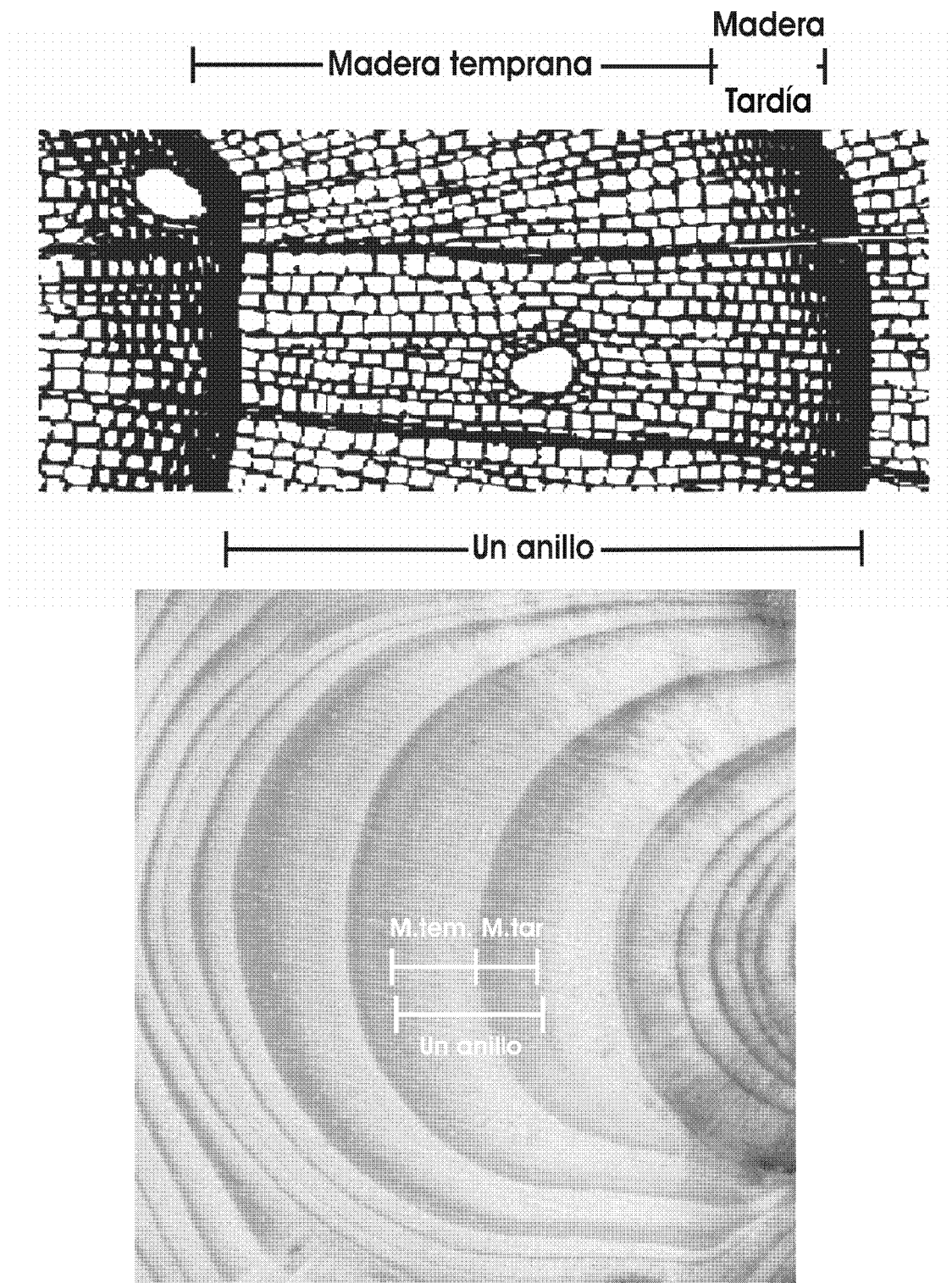


Figura 3.6. A) Representación grafica de los componentes de un anillo: madera temprana y madera tardía (fuente URL: <http://www.ltrr.arizona.edu/dendrochronology.html>). B) Visualización de madera temprana (M.tem) y tardía (M.tar) en una raíz de *Pinus sylvestris* analizada en esta tesis.

3.5.2.1.2. El principio de datación cruzada (*crossdating*)

De todos los principios enunciados, éste es el más importante a la hora de llevar a cabo investigaciones dendrocronológicas. Según Stokes & Smiley (1996), cuatro son los axiomas que deben cumplirse para que distintas series de anillos de crecimiento sean sincronizables:

1. Las especies utilizadas en aplicaciones dendrocronológicas deben tender a desarrollar un anillo de crecimiento por cada año.
2. Debe existir un factor ambiental dominante sobre los demás, que actúe como limitante del crecimiento de los anillos.
3. La intensidad de actuación del factor limitante debe ser variable en el tiempo, para que de este modo quede registrada en el patrón anual de crecimiento de los anillos.
4. Los factores que limitan el crecimiento deben actuar uniformemente en un área significativa.

Si se cumplen las cuatro condiciones anteriormente enunciadas, es posible sincronizar distintas series de anillos de crecimiento. Douglass (1921), desarrolló para tal fin una técnica gráfica conocida como *skeleton plotting*, que aún hoy día continúa utilizándose. Esta técnica permite caracterizar y comparar anillos de distintas series, sobre la base de las medidas de las anchuras de éstos. Para la ejecución del método se utiliza papel milimetrado, representando cada unidad de medida un anillo de crecimiento. Los anillos se representan comenzando por el más interno o anillo inicial de la raíz y terminando por el anillo más externo. Los anillos singularmente estrechos, se representan mediante una línea oscura, que será tanto más alta cuanto menor sea la anchura del anillo. Sin embargo, aquellos anillos estrechos que no han sido clasificados dentro de la categoría de singulares, se representan por un punto. Los anillos singularmente anchos, quedan representados por la letra B. Finalmente, los anillos de la serie que presentan anchuras que están incluidas en un rango próximo al valor medio de la misma no se consideran. De este modo, se pueden alinear y comparar los gráficos *skeleton plots* correspondientes a distintas series de anillos de crecimiento, estableciéndose que éstos se han formado en el mismo año, si hay coincidencia entre los anillos

marcadores. En estas circunstancias se puede definir para el área de estudio una cronología maestra, *master chronology*, mediante la determinación de los valores medios de los anillos marcadores definidos en las series temporales consideradas. La cronología maestra obtenida puede también utilizarse para: a) sincronizar otras series; b) ampliar la amplitud temporal de otras cronologías maestras; c) comparar variaciones climáticas entre distintas regiones geográficas. Con todo, cuando no hay concordancia entre las series, la existencia de falsos anillos, *false rings*, o anillos no generados, *missing rings*, debe tenerse en cuenta.

La representación gráfica con criterios cuantitativos de los anillos característicos, o 'marcadores', requiere de la estandarización previa de las series anuales de crecimiento. Dicha estandarización se basa en la asunción siguiente: el volumen de madera que se añade anualmente al árbol es función de un factor ambiental dominante, existiendo además variaciones sistemáticas en las anchuras de los anillos debidas a otras causas (Engle, 2000). El proceso de eliminación de las variaciones sistemáticas existentes en la serie temporal recibe el nombre de estandarización y requiere del uso de una función de ajuste ('curva de crecimiento') a los datos. Una vez obtenidas las curvas de crecimiento de cada una de las series temporales, la estandarización de las mismas se lleva a cabo dividiendo la medida de anchura del anillo observada por el valor estimado en la función (Holmes, 1983):

$$Z(n) = r(n) / c(n) \quad [3.2]$$

Donde: $Z(n)$ es un índice adimensional; $r(n)$ es la anchura de los anillos observados; $c(n)$ es la curva de crecimiento esperada; n es el número de años de la serie. Los índices, $Z(n)$, resultantes, son aproximadamente estacionarios en lo que al parámetro varianza se refiere, dado que la varianza local de una serie se considera proporcional a su media local.

Normalmente, para llevar a cabo la estandarización de los datos se utiliza una función *spline* cúbica (Cook & Peters, 1981). Como resultado, las series quedan definidas por un conjunto de valores índice, I_t , cuyo valor medio es igual a 1,0. Los valores máximo y mínimo de la serie filtrada se denominan I_{max} e I_{min} , respectivamente. Asimismo, para definir qué anillos de la serie son marcadores o característicos (anillos singularmente estrechos), el algoritmo requiere de la

determinación de los valores: a) límite absoluto, C_{ab} ; b) límite de primera diferencia, C_{diff} . Las longitudes de las líneas de los anillos marcadores, se escalan de 0 a 10 (Conner, 1999). Un anillo característico, se representa en el *skeleton Plot*, si se cumple la condición:

$$I_i < 1,0 - \frac{1,0 - I_{\min}}{C_{ab}} \quad [3.3]$$

Por otro lado, la longitud de la línea representativa del anillo característico viene dada por:

$$L_1 = 10,0 \left[1,0 - \left(\frac{I_i}{1,0 - \frac{1,0 - I_{\min}}{C_{ab}}} \right) \right] \quad [3.4]$$

Igualmente, se dibuja una línea representativa de un anillo característico o marcador, si al extraer la tendencia de la serie temporal mediante diferencias regulares, la primera diferencia cumple la condición:

$$I_1 - I_{i-1} < \frac{I_{\min} - I_{\max}}{C_{diff}} \quad [3.5]$$

Donde: I_{i-1} es el valor índice previo; I_{\max} es el valor índice máximo

En este caso, la longitud de la línea vendrá dada por:

$$L_i = 10,0 \left[1,0 - \left(\frac{(I_1 - I_{i-1}) - (I_{\min} - I_{\max})}{\frac{I_{\min} - I_{\max}}{C_{diff}} - (I_{\min} - I_{\max})} \right) \right] \quad [3.6]$$

Una vez la serie ha sido estandarizada y se han representado gráficamente los anillos característicos ó marcadores, se procede a sincronizar cada uno de los anillos que integran la serie anual de crecimiento. El establecimiento de la relación

de equivalencia entre un anillo y su correspondiente año de formación, se basa en el ajuste del patrón de crecimiento de la serie en cuestión con otra sincronizada. Este proceso recibe el nombre de datación cruzada (*crossdating*). El grado de relación existente entre la serie no datada y la que sí lo está se mide mediante el coeficiente de correlación lineal de Pearson. A su vez, para cada coeficiente de correlación, especialmente si estos son estadísticamente significativos, hay que determinar si los mismos se han obtenido por azar. A este respecto, Baillie & Pilder (1973) y Munro (1984) proponen el uso del estadístico *t-student* para descartar este elemento de incertidumbre. Por su parte, Walpole & Mayers (1978) resuelven tal incertidumbre con un contraste de hipótesis, en el que la hipótesis nula plantea que no hay asociación lineal ($r=0$) entre las series a un nivel dado de significación. Igualmente, puede existir autocorrelación entre los *t*-valores, que llegado el caso tenderá a incrementar artificialmente el grado de significación (Munro, 1984). Munro (1984), propone un método de corrección cuyo fin es determinar la posición óptima de ajuste. El método asume que la distribución de los *t*-valores representativos de las posiciones de no ajuste sigue una distribución de tipo normal, que presenta valores desconocidos de media y desviación típica. Por otro lado, el *t*-valor determinado para la posición de ajuste, forma parte de una distribución normal diferente a la anterior y con una media superior.

Históricamente, se han desarrollado diversos métodos de carácter cuantitativo, orientados a desarrollar automáticamente el principio de datación cruzada (Fritts, 1963; Baillie & Pilcher, 1973; Wendland, 1975; Cropper, 1979; Cook, 1985). En este contexto, la aparición de COFECHA (Holmes, 1983; Holmes & Fritts, 1986; Grissino-Mayer, 2001), supuso una mejora en la aplicación de este principio, debido a que (Holmes, 1983): a) para la implementación del método no se requiere de una cronología libre de error; b) las series objeto de validación pueden presentar falsos anillos, o anillos ausentes; c) se pueden analizar a la vez un número importante de series temporales; d) las series pueden dividirse en segmentos (bloques), con el fin de detectar errores.

COFECHA evalúa la calidad de sincronización de las series anuales de crecimiento. Igualmente, determina la exactitud de las medidas de anchura de los anillos, definiendo qué anillos presentan valores atípicos o *outliers*. La presencia de este tipo de valores puede ser indicativa de patrones de crecimiento anómalos asociados, por ejemplo, a una herida en el árbol, incendios, plagas, etc. No

obstante, otras veces, la presencia en las series de estos valores se debe simplemente a errores durante el proceso de medición.

El grado de correlación existente entre series temporales puede variar en función de: a) el tipo de especie arbórea utilizada; b) el área geográfica considerada; c) el grado de homogeneidad geomorfológica existente; d) la existencia entre árboles de competencia por la luz y la humedad; e) el grado de alteración existente en el patrón de crecimiento. Por tanto, COFECHA no proporciona criterios precisos que permitan aceptar o rechazar una serie (Grissino-Mayer, 2001). Sin embargo, sí que sirve como control de calidad de los datos, al examinar en cada una de las series los valores que las definen.

Para cumplimentar este control de calidad, COFECHA transforma cada una de las series mediante: a) ajuste a la serie de una función tipo *spline* cúbico; b) desarrollo de un modelo de autoregresión; c) transformación logarítmica (las opciones a, b y c, son implementadas por defecto en el *software*, aunque pueden ser deseleccionadas); d) primera diferencia (esta opción permanece desactivada por defecto, pudiéndose activar si se desea). Como resultado de la aplicación de estas transformaciones, las series pierden en gran o total medida la tendencia de baja frecuencia existente. A continuación, el programa COFECHA determina la serie temporal maestra, en la que cada uno de sus componentes representa para un año dado el valor medio de las medidas de anchura de los anillos presentes en las series temporales consideradas.

Mediante análisis de correlación estadística, se compara cada serie transformada con la serie maestra. Esta comparación se realiza por etapas, seleccionando una longitud de segmento y un grado de solape dado. En cada análisis, la serie chequeada se elimina de la cronología maestra. De este modo, se evita la comparación de la serie en cuestión consigo misma. Para cada segmento, se calcula un coeficiente de correlación, verificándose que éste sea positivo y significativo al nivel de confianza elegido. Igualmente, se determina si se obtienen correlaciones mayores, cuando se mide la correlación con un desfase respecto de la fecha que está siendo calibrada. La utilización de este desfase permite localizar la mayor parte de los errores acumulados durante el proceso de sincronización. Además, constituye un medio para determinar si durante el proceso de medida se han obviado anillos, o bien si un mismo anillo ha sido medido repetidas veces.

Si para un intervalo temporal dado la mayoría de las series que definen la cronología maestra están incorrectamente sincronizadas, es probable que ésta sea errónea en ese intervalo. Como resultado, las series individuales definen correlaciones no significativas para el periodo en cuestión. En todo caso, si se dispone de un número mínimo de series anuales de crecimiento (Fritts, 1976; Schweingruber *et al.*, 1990), la experiencia acumulada en el uso de COFECHA ha demostrado que este programa es efectivo a la hora de determinar el grado de incertidumbre que presentan los segmentos, incluso, cuando más de la mitad de las series presentan errores de sincronización para un periodo temporal dado. Esto se debe a que las series correctamente sincronizadas tendrán un peso preponderante en la cronología maestra, en detrimento de aquellas otras que presenten segmentos erróneamente datados. No obstante, para que la afirmación anterior sea válida los errores no deben ser sistemáticos (Grissino-Mayer, 2001).

3.5.2.1.3. Dendrogeomorfología y otras subdisciplinas de la Dendroconología

La existencia probada de correlación entre las medidas de anchura de los anillos de una serie anual de crecimiento y distintos factores ambientales (Douglass, 1914; Fritts, 1976), ha permitido el desarrollo de numerosas subdisciplinas dentro del campo de la Dendroconología. Las subáreas más relevantes son: Dendroclimatología (Fritts, 1971; Graumlich, 1993; Fernández *et al.*, 1993); Dendroecología (Fritts, 1971; Fritts & Swetnam, 1989; Banks, 1991); Dendroarqueología (Douglass, 1929; Bauch & Eckstein, 1981; Hillam, 1998); Dendroentocronología (Blais, 1962; Swetnam & Lynch, 1993; Weber, 1997); Dendropirocronología (Arno & Sneek, 1977; Dietrich & Swetnam, 1984; Lehtonen & Huttunen, 1997); dendroglaciología (Sigafos & Hendricks, 1961; Karlén, 1984; Holzhauser & Zumbuehl, 1996); dendrohidrología (Stockton & Fritts, 1973; Jones *et al.*, 1984; Bégin & Payette, 1988) y dendrogeomorfología (Alestalo, 1971; Shroder, 1980; Yamaguchi, 1983; Corominas & Moyá, 1999).

Aunque ya en la década de los 60 del siglo pasado, se hacía uso de la Dendroconología para caracterizar procesos geomorfológicos, fue Alestalo quien en 1971 introdujo el término dendrogeomorfología. Se trata de una subdisciplina de la Dendroconología, que utiliza las medidas de anchura de los anillos de un árbol como indicador, para caracterizar desde un punto de vista espacio-temporal distintos procesos geomorfológicos. El método se basa en determinar cómo los procesos geomorfológicos actuantes inciden en el crecimiento de los árboles,

reflejándose dicha influencia en la variación de las medidas de anchura de los anillos de crecimiento, así como en su morfología. Numerosos métodos dendrogeomorfológicos, sus campos de aplicación y numerosas referencias bibliográficas pueden consultarse en: La Marche (1963, 1968); Carrara & Carroll (1979); Shroder & Butler (1987); Butler (1987); Baillie & Munro (1988); Heikkinen (1994); Danzer (1996); Vandekerckove *et al.* (2001); Gärtner *et al.* (2001).

3.5.2.1.4. El uso de raíces expuestas en Dendrogeomorfología

Hasta la fecha, la mayoría de estudios dendrogeomorfológicos se han centrado en la caracterización del tronco; y sólo en menor medida se han utilizado raíces. Históricamente, el uso de raíces para estudios dendrocronológicos ha despertado escaso interés. Glock (1937), concluye que la información ecológica que proporcionan es irrelevante, si se compara con la que se puede obtener de una serie de anillos de crecimiento extraída de un tronco. A este respecto, el crecimiento de una raíz está condicionado por varios factores ambientales limitantes, cuya intensidad de actuación espacial no es uniforme (Fayle, 1968). Según Mattheck & Breloer (1995), el crecimiento de una raíz viene determinado por los principios siguientes:

1. La serie de medidas de anchuras de anillos de una raíz está condicionada por la distribución de esfuerzos a que está sometido el sistema radicular de un árbol.
2. La anchura de un anillo es tanto mayor cuanto mayor es la magnitud del esfuerzo mecánico que actúa sobre la raíz. Por el contrario, a igualdad de condiciones ambientales, la anchura del anillo se reduce cuando se aminora la magnitud de los esfuerzos que soporta la raíz.
3. La actuación de esfuerzos isótropos de tipo tensional, o compresivo, da lugar a secciones de raíz circulares, en la que los anillos se disponen concéntricamente.
4. La existencia de un estado combinado de esfuerzos tensional y compresivo, origina secciones ovaladas en las que el patrón de crecimiento de los anillos es excéntrico. En la porción inferior, la magnitud de los esfuerzos es igual a cero y por tanto no se estimula el crecimiento de la raíz. Como consecuencia, los anillos son muy estrechos. Por el contrario, en la parte

superior de la raíz se estimula el crecimiento de los anillos, debido a la existencia de un campo de esfuerzos distensivo y compresivo.

5. La rotación del eje de flexión modifica la distribución de medidas de anchura del anillo.
6. La historia tensional de un árbol se rige por el axioma de los esfuerzos constantes. A su vez, dicha historia queda registrada en la morfología que presentan las secciones del conjunto de raíces que forman el sistema radicular del árbol.

La realización de estudios dendrocronológicos en raíces es problemática, debido a sus particularidades anatómicas y morfológicas (Krause & Eckstein, 1993). Así, la estructura anatómica de la raíz difiere de la existente en el tronco. Incluso, en árboles de una misma especie se pueden encontrar diferencias anatómicas entre raíces. Por otro lado, es habitual la existencia de anillos de desarrollo parcial, siendo también frecuente que los anillos no se identifiquen con claridad. Redundando en las particularidades morfológicas de las series anuales de crecimiento, se tiene que: a) para una misma raíz es común la existencia de cambios abruptos en las medidas de anchura, así como que se den estructuras de crecimiento irregular; b) en una misma raíz las medidas de anchura de los anillos suelen variar notablemente de año en año (Fayle, 1968); c) las series anuales de crecimiento derivadas de secciones de una misma raíz son variables, por tanto, parece obvio que series temporales de diferentes raíces presenten bajos coeficientes de correlación; d) son frecuentes los anillos ausentes.

En general, el trabajo en raíces ha consistido en determinar la edad de raíces adventicias (*adventitious roots*), al objeto de datar eventos de deposición asociados a inundaciones (Martens, 1993; Nakamura *et al.*, 1995), movimientos en masa (Strunk, 1989; 1991; 1997), etc. En Estados Unidos, autores como La Marche (1963, 1968), Eardley & Viavant (1967), Carrara & Carroll (1979) y Danzer (1996), han utilizado raíces expuestas para determinar tasas de denudación en laderas de zonas montañosas. En España esta metodología ha sido utilizada para cuantificar la erosión en regueros (Vanderkerckhove *et al.*, 2001).

El procedimiento empleado para la estimación de tasas de erosión a partir de raíces expuestas se basa en el hecho siguiente (Carrara & Carroll, 1979): las raíces, en condiciones de desarrollo normal, aumentan de tamaño como

consecuencia de la formación de un anillo cada año, el cual se dispone de manera concéntrica con respecto del eje inicial de desarrollo. Sin embargo, cuando desaparece el suelo existente sobre ellas, éstas quedan expuestas. Si una vez expuestas, y debido a distintas causas, quedan desprovistas de la corteza que les sirve de protección frente a los agentes externos, el tejido vegetal de la parte superior muere. Entonces, el patrón de crecimiento anual de los anillos deja de ser concéntrico para pasar a ser excéntrico, ya que la raíz únicamente se desarrolla donde el tejido está vivo. La denudación existente en el entorno de la raíz expuesta se determina midiendo la distancia existente entre la parte superior de la raíz y el suelo. El cociente entre esta medida y el intervalo temporal que ha permanecido la raíz expuesta, define una aproximación a la tasa de erosión en mm/año (*Figura 3.7*) (LaMarche, 1963, 1968; Eardley & Viavant, 1967, McCord, 1987).

Cuando la raíz queda expuesta, además del cambio en el patrón de crecimiento de la raíz y de la aparición de procesos de reacción en madera, se modifica la estructura anatómica de la raíz (Fayle, 1968; Gärtner et al., 2001). Estos cambios se desencadenan básicamente por la acción de dos factores: (a) estrés mecánico; (b) exposición subaérea (incidencia de la luz, variaciones de temperatura, disponibilidad de agua) (*Tabla 3.1*). De hecho, la caracterización de los cambios en la estructura microscópica de la raíz (anchura del anillo de crecimiento, porcentaje de madera tardía, canales resiníferos, diámetro máximo de la luz de la traqueida de la madera temprana), permite determinar con exactitud el primer año de exposición (Gärtner et al., 2001). El conocimiento detallado de estos cambios constituye una poderosa herramienta, que puede ser utilizada para cuantificar tasas de erosión en áreas donde no se dispone de medidas *in situ* de este parámetro.

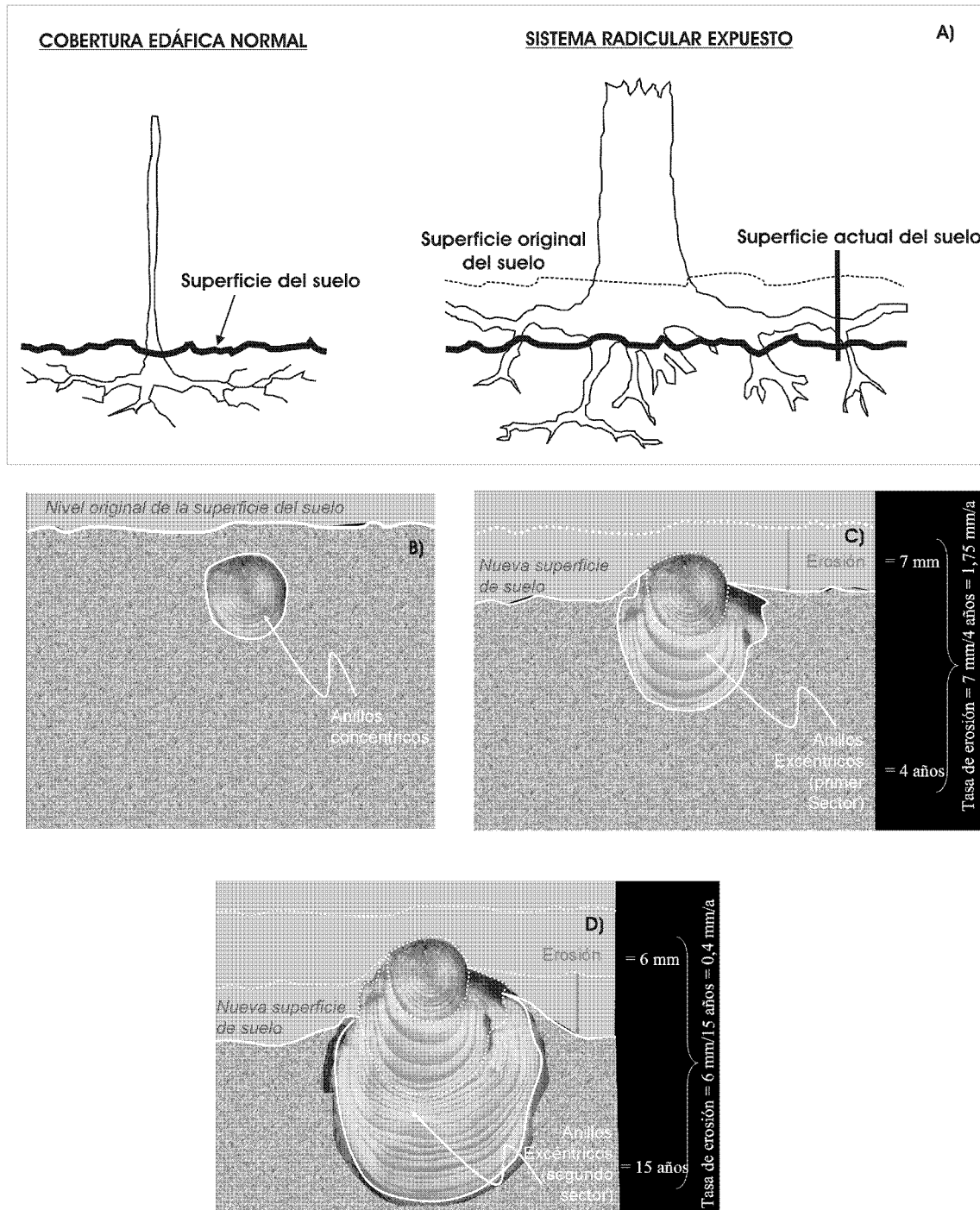


Figura 3.7. A) Desarrollo radicular en condiciones de cobertura edáfica normal, así como de exposición subaérea; B) patrón de crecimiento concéntrico en raíces no expuestas; C) y D) patrón de crecimiento excéntrico en raíces expuestas. Los anillos que denotan exposición, junto con la altura de suelo desnudo, determinan la tasa de erosión resultante.

Tabla 3.1. Variaciones anatómicas en la estructura celular de raíces expuestas de '*Larix decidua*'. Los cambios están asociados a denudación continua de suelo y a eventos erosivos extremos, tipo corrientes de derrubios (Gärtner et al., 2001).

	Característica anatómica	Factor desencadenante
Evento erosivo extremo	Madera temprana: <ul style="list-style-type: none"> ➤ Aumento del número de células ➤ Disminución del tamaño de las células 	Exposición subaérea repentina
	Madera temprana: <ul style="list-style-type: none"> ➤ Aumento del número de células ➤ Aumento del espesor de la pared celular ➤ Reducción del volumen celular interno 	
	Límite madera temprana / tardía claramente visible La estructura de las células es similar a la del tronco	
Denudación continua de suelo	Incremento del número de células en la madera temprana Incremento ligero del número de células en la madera tardía	Denudación de suelo <ul style="list-style-type: none"> ▪ Reducción en la presión ▪ Incremento en la influencia de las variaciones de temperatura — Exposición — <ul style="list-style-type: none"> ▪ Acción de la atmósfera y de la luz
	Incremento del espesor de la pared celular en la madera tardía Aumento del volumen celular interno en la madera tardía Reducción del volumen interno celular en la madera tardía Disminución del tamaño de las células de la madera temprana Incremento en el número de células de la madera temprana Disminución en torno al 60% del tamaño de las células de la madera temprana	

3.5.2.2. Estimación de la degradación específica a partir de la medida de aterramiento de un embalse

Normalmente, este dato se obtiene realizando un plano o modelo batimétrico del embalse. Con esta cartografía, y conociendo la capacidad inicial de almacenamiento del embalse, se calcula la diferencia entre el fondo batimétrico actual y el original, estimándose de este modo el volumen de aterramiento.

De las partículas aportadas por la red hidrográfica al embalse, únicamente una parte queda depositada en el vaso, escapando el resto básicamente por los desagües de fondo cada vez que son abiertos. La capacidad de un embalse para retener los materiales que llegan hasta él se denomina capacidad de retención de sedimentos (*trap efficiency*) y se expresa en porcentaje. Básicamente, este

parámetro se estima a partir de relaciones empíricas, siendo las más utilizadas las propuestas por: Brown (1943), Churchill (1948) y Brune (1953).

Tras medir el volumen de aterramiento de la presa, es necesario conocer la densidad de los sedimentos, con el fin de transformar el dato de volumen a masa. La densidad de las partículas depositadas en un embalse está condicionada por tres factores: a) el régimen de explotación del embalse; b) la naturaleza de los sedimentos (textura y composición); c) el grado de compactación de los mismos.

Una vez caracterizados los parámetros citados, se puede estimar la tasa de degradación específica aplicando fórmulas como la desarrollada por Avendaño *et al.* (1994)

3.5.2.3. Método USLE/RUSLE

La RUSLE es una versión mejorada de la USLE que, no obstante, mantiene la ecuación original de ésta como base teórica del método. La principal diferencia existente entre ambos modelos viene dada por unos requerimientos de cálculo mayores para la RUSLE, tanto en lo que hace referencia a la caracterización de cada uno de los factores que la definen como a la interacción combinada de los mismos.

La RUSLE queda definida por la expresión:

$$A = R \times K \times LS \times C \times P \quad [3.7]$$

donde: A es la pérdida de suelo medida en t/ha/año; R es el índice de erosión pluvial (MJ·mm/ha·hora); K es el factor de erosionabilidad del suelo (t·m²·hora/ha·J·cm); L es el factor longitud de la ladera (m); S es el factor pendiente; C es el factor cubierta vegetal o factor C ; P es el factor prácticas de conservación. Los valores que cuantifican los factores L , S , C y P son adimensionales, definiendo ratios de pérdida de suelo en relación con parcelas de experimentación estandarizadas en su longitud (22,13 m), su pendiente (9%), así como en las prácticas de conservación actuantes (Wischmeier *et al.*, 1965; Renard *et al.*, 1997).

3.5.2.3.1. Índice de erosión pluvial (Factor R)

Para un área dada, este factor se define mediante el análisis de todos los eventos de tormenta acontecidos durante un año dado, y para un periodo temporal que sea estadísticamente significativo (20-30 años). El índice de erosión pluvial, o factor de erosionabilidad de los aguaceros, se define como el producto de la energía cinética de un aguacero por la máxima intensidad de éste medida en 30 minutos.

3.5.2.3.2. Factor de erosionabilidad del suelo (K)

Expresa la susceptibilidad del suelo a la erosión. El factor K es una medida empírica de erosionabilidad y viene dada por determinadas propiedades físicas del suelo: a) textura; b) contenido en materia orgánica; c) estructura; d) permeabilidad del perfil edáfico.

3.5.2.3.3. Factor LS

Determina la influencia de dos características morfológicas de una ladera: pendiente y longitud, en la capacidad que tiene la escorrentía superficial para erosionar y transportar. El factor longitud se define como la distancia existente desde el punto donde se origina la escorrentía, hasta el punto donde la pendiente de la ladera es lo suficientemente baja como para dar lugar a sedimentación, o hasta donde la escorrentía pasa a circular por un canal bien definido (Wischmeier & Smith, 1965). El carácter empírico de este factor, ha dado lugar a la aparición de inconsistencias en la aplicación de la RUSLE/MUSLE, frecuentemente atribuidas a la incapacidad del factor LS para explicar todos los mecanismos de transporte (Loch, 1984). Lo anteriormente expuesto cobra especial relevancia, cuando: a) el flujo laminar es reemplazado por concentrado; b) se producen cambios en la geometría de la ladera; c) la ladera presenta pendiente elevada (Moore & Burch, 1986).

Para suplir las carencias a que da lugar la utilización de un factor LS de origen experimental en el desarrollo de la RUSLE/MUSLE, se ha desarrollado un factor teórico (Moore & Burch, 1986). El mismo, se basa en la teoría de flujo unitario (Yang 1971, 1972), y viene definido por la expresión:

$$LS_T = \left(\frac{al}{22,13}\right)^{0,4} \left(\frac{s}{0,0896}\right)^{1,3} \quad [3.8]$$

en la que: l es la longitud de la ladera expresada en metros; s es el seno de la pendiente; a es el factor de forma definido para caracterizar la escorrentía en un sector dado de la cuenca. A su vez, este factor se determina haciendo uso de la fórmula:

$$a = \frac{A}{bl} \quad [3.9]$$

donde: A es la superficie del sector de cuenca determinado para definir el factor de forma; b es la anchura de contorno; l es la longitud de la línea de escorrentía.

3.5.2.3.4. Factor C

El factor C representa el efecto que sobre la erosión hídrica tiene la agricultura y las prácticas de gestión. Igualmente, tiene un peso preponderante en la simulación de cómo los cambios en las opciones de gestión y en los planes de conservación determinan las tasas de erosión (Renard *et al.*, 1997). Generalmente, se estima en función de los usos del suelo existentes. En definitiva, este factor valora la eficacia de la vegetación en la protección del suelo, siendo ésta función de: a) la protección aérea que la vegetación ejerce sobre el suelo; b) la protección que proporciona la vegetación a ras del suelo; c) los efectos que los residuos de la vegetación tienen en la protección del suelo, tanto porque lo cubren como porque pueden hacer variar algunas de sus características físicas (p.e. incrementando el contenido en materia orgánica, lo que provoca un aumento en la porosidad del suelo y, como resultado, una disminución en la escorrentía).

3.5.2.3.5. Factor P

Para una práctica de conservación determinada, este factor queda definido por el *ratio* de pérdida de suelo en una parcela dada, y la que hubiera tenido lugar en una parcela de experimentación tipo (22,13 m de longitud y 9% de pendiente, Renard *et al.*, 1997). Las prácticas de conservación condicionan las tasas de erosión existentes, pues modifican la dirección preferente que sigue la escorrentía superficial (Renard & Foster, 1983). Experimentalmente se han determinado los valores del factor P para distintos tipos de prácticas.

3.5.2.4. Método del Coeficiente de Entrega de Sedimentos (CES)

El procedimiento asume que el aporte de sedimentos (AS , degradación específica), es una proporción del total de sedimentos erosionados en el área fuente (TE). Este ratio se define como Coeficiente de Entrega de Sedimentos (CES), o *Sediment Delivery Ratio* (SDR) y obedece a la siguiente expresión (Glymp, 1954):

$$CES = \frac{AS}{TE} \quad [3.10]$$

3.5.2.4.1. Caracterización y determinación del factor superficie

La relación existente entre la superficie de una cuenca y su degradación específica es de tipo inverso. Así, a medida que aumenta el tamaño de la cuenca disminuye el coeficiente de entrega de sedimentos. Ello es debido a que cuanto mayor es la superficie de una cuenca, son también más abundantes las zonas de sedimentación dentro de la misma: llanuras de inundación; conos de deyección; coluviones; glacis; etc.

3.5.2.4.2. Caracterización y determinación del factor pendiente

La relación existente entre la pendiente de un curso fluvial y el coeficiente de entrega de sedimentos es directamente proporcional, ya que la capacidad de transporte de un cauce aumenta con la pendiente, al incrementarse como consecuencia la velocidad de flujo de la escorrentía.

3.5.2.4.3. Caracterización y determinación del factor 'relación de bifurcación'

La posición que ocupa un cauce dentro de la jerarquía fluvial se expresa mediante un parámetro que se denomina 'orden del cauce' (Strahler, 1965). El cauce de mayor orden es el que define el orden de la cuenca. La relación de bifurcación, se define como el cociente entre el número de ríos de orden ' j ' y el número de ríos de orden ' $j+1$ ' (Horton, 1945). Según esto, la densidad de la red de drenaje es tanto mayor cuanto mayor es la relación de bifurcación, incrementándose en tal caso la capacidad de transporte de la red fluvial.

3.5.2.5. Modelo MUSLE

Tanto la USLE (Wischmeier & Smith, 1965) como su versión mejorada, la RUSLE (Renard *et al.*, 1991), fueron diseñadas para predecir tasas de erosión laminar y por arroyada en laderas. Sin embargo, ambos métodos no tienen en cuenta la escorrentía como factor que condiciona la erosión existente en el territorio. Igualmente, no modelizan los procesos que dan lugar a la sedimentación, así como tampoco permiten estimar directamente la tasa de degradación específica existente en una cuenca.

La USLE modificada (MUSLE) (Williams & Berndt, 1977; Williams *et al.*, 1984; Sharpley & Williams, 1990) sustituye el factor R , o índice de erosividad de la lluvia, por un factor de escorrentía, $11,8 \cdot (Q \cdot q_p)^{0,56}$, que es función del volumen de escurrimiento, Q , y del caudal punta, q_p , generados por un aguacero, mientras que el resto de factores que definen la MUSLE, se evalúan de igual modo que en la RUSLE. A partir de este factor de escorrentía y en combinación con el resto de términos que definen la ecuación, se determina el número de toneladas que salen de la cuenca para cada evento de tormenta.

Tal como se explicó en epígrafes anteriores, la tasa de degradación específica se puede estimar definiendo la proporción del total erosionado evacuado de una cuenca en un año. Este *ratio* recibe el nombre de coeficiente de entrega de sedimentos (CES) (Glymp, 1954) y es función de: a) el área de drenaje de la cuenca; b) la pendiente del cauce principal; c) el coeficiente de bifurcación; d) la morfología de la cuenca. Igualmente, la tasa de degradación específica, se puede evaluar utilizando un factor de escurrimiento, dado que las variables y parámetros que condicionan el coeficiente de entrega de sedimentos influyen en un modo similar en la escorrentía.

Éste fue el planteamiento utilizado por Williams & Berndt (1977), para desarrollar la Ecuación Universal de Pérdida de Suelo Modificada (MUSLE). La modelización de los procesos de erosión laminar o en surco, mediante el análisis del conjunto de los aguaceros que acontecen en una cuenca durante un año, es un avance respecto a la USLE/RUSLE, que únicamente predice la pérdida potencial media anual de suelo en un territorio. En ocasiones este planteamiento constituye una limitación importante, ya que en muchas cuencas uno o dos aguaceros a lo largo

del año son los responsables de una parte importante de la cantidad de suelo que se pierde por erosión hídrica.

La consideración individual de cada uno de los aguaceros que acontecen anualmente en una cuenca, ha sido tomada en cuenta por numerosos modelos de simulación. Como ejemplos, se pueden citar los modelos: a) EPIC (Williams, *et al.*, 1984); b) SWRRB (Williams *et al.*, 1985); c) SPUR (Wight & Skiles, 1987); d) WEPP (Nearing *et al.*, 1989); e) EUROSEM (Morgan *et al.*, 1998).

La Ecuación Universal de Pérdida de Suelo Modificada (MUSLE) (Williams & Berndt, 1977), se define mediante la ecuación:

$$Y = 11,8 \times (Q \times q_p)^{0,56} \times K \times LS \times C \times P \quad [3.11]$$

donde: Y es la pérdida de suelo (t); Q es el volumen de escorrentía superficial en (m^3); q_p es el caudal instantáneo máximo (m^3/s); K es el factor de erosionabilidad del suelo ($t \cdot m^2 \cdot hora/ha \cdot J \cdot cm$); L es el factor longitud (m); S es el factor pendiente (%); C es el factor cubierta vegetal (adimensional); P es el factor prácticas de conservación (adimensional).

3.5.2.5.1. Evaluación del volumen de escorrentía (Q)

Para la determinación de este parámetro, se ha implementado la metodología expuesta en la sección 4.2.2.3.3.

3.5.2.5.2. Evaluación de los caudales punta (q_p)

Se ha desarrollado el Método Racional, cuyo desarrollo para España se basa en la siguiente fórmula (Témez, 1991):

$$q_p = \frac{C \times I \times A}{3,6} \times K \quad [3.12]$$

en la que: q_p es el caudal punta (m^3/s); I es la máxima intensidad media en el intervalo de duración correspondiente al tiempo de concentración de la cuenca (mm/hora); C es el coeficiente de escorrentía (adimensional); K es el coeficiente de uniformidad (adimensional); A es el área de la cuenca (Km^2).

➤ Determinación del coeficiente de escorrentía, C

Define la proporción de la intensidad de lluvia, I , que genera escorrentía superficial. Está, por tanto, directamente relacionado con el parámetro umbral de escorrentía (P_0). Dicho coeficiente, se obtiene a partir de la fórmula:

$$C = \left[\frac{\left(\frac{P}{P_0} - 1 \right) \times \left(\left(\frac{P}{P_0} \right) + 9 \right)}{\left(\left(\frac{P}{P_0} \right) + 4 \right)^2} \right] \quad [3.13]$$

donde: P es la precipitación de cada uno de los chubascos considerados (mm); P_0 es el umbral de escorrentía (mm).

Los umbrales de escorrentía pueden estimarse mediante el método del *Soil Conservation Service* (SCS, 1972). Este método es ampliamente utilizado, dado que se basa en datos edafológicos y de vegetación de fácil obtención. Actualmente en España existen cartografías relativas a estos factores, que cubren en buena medida la totalidad del territorio nacional. Todo ello posibilita que la estimación de la lluvia neta resultado de un evento de tormenta, se pueda llevar a cabo con criterios distribuidos. Aparte de lo anteriormente expuesto, el uso de este método en España cobra especial relevancia, dado que la actual Norma de Drenaje de Carreteras (MOPU, 1990) está basada en él. En esta norma se asume la existencia de un umbral de escorrentía (P_0), por debajo del cual la precipitación no genera escorrentía. El umbral de escorrentía, P_0 , está unívocamente relacionado con el número de curva (NC), por lo que es indistinto utilizar uno u otro concepto. El valor de P_0 en una determinada cuenca, y para condiciones medias de humedad antecedente, es función de: a) la capacidad de infiltración del terreno; b) los usos del suelo y las actividades agrarias; c) pendiente del terreno. Si se determina que en los cinco días previos al evento de lluvia objeto de análisis las condiciones de humedad antecedente son secas o húmedas, el valor de P_0 debe modificarse, de acuerdo con lo propuesto en MOPU (1990).

➤ Determinación del coeficiente I

Este coeficiente se estimó aplicando la metodología desarrollada en la normativa 5.2-IC de Drenaje Superficial de Carreteras (MOPU, 1990). En la misma se propone la formulación siguiente:

$$I = \left(\frac{P}{24} \right) \times \left(\frac{I_1}{I_d} \right)^{\frac{28^{0,1} - T_c^{0,1}}{28^{0,1} - 1}} \quad [3.14]$$

donde: P es la lluvia areal de la cuenca, a la cual se le aplica el factor reductor ARF (Témez, 1991); $\left(\frac{I_1}{I_d} \right)$ es el cociente entre la intensidad horaria y la diaria, independientes ambas del periodo de retorno del chubasco, y que puede obtenerse para el conjunto del territorio nacional (MOPU, 1990); T_c es el tiempo de concentración de la cuenca. En la normativa 5.2-IC viene definido como:

$$T_c = 0,3 \times \left(\frac{L}{J^{1/4}} \right)^{0,76} \quad [3.15]$$

Siendo: L = longitud del cauce principal; J = pendiente media del cauce principal

➤ Determinación del factor K

Aunque varía de unos episodios lluviosos a otros, su valor medio depende del tiempo de concentración de la cuenca, por lo que a efectos prácticos puede desestimarse la influencia de otros factores, tales como la torrencialidad del clima (Ferrer, 1993). Queda definido mediante la fórmula:

$$K = 1 + \frac{T_c^{1,25}}{T_c^{1,25} + 14} \quad [3.16]$$

4. ESTABILIDAD DE LADERAS NATURALES

4. ESTABILIDAD DE LADERAS NATURALES

Los condicionantes hidrogeotécnicos, que determinan la ocurrencia de un deslizamiento son: a) la existencia en la masa de suelo de un porcentaje de humedad que dé lugar a la saturación de éste, o que en todo caso se aproxime a tal condición; b) la actuación de una distribución de presiones de poros positivas, que a una profundidad dada presente una magnitud tal que provoque la rotura de la ladera, de acuerdo con el criterio de rotura lineal de Coulomb. En relación con la última hipótesis, la masa de suelo licuefactará, si dicha presión presenta en el momento de la rotura valores que anulen las presiones efectivas actuantes (Iverson & Major, 1986).

Un deslizamiento causado por un evento extremo de lluvia tiene lugar cuando se reduce la resistencia al corte del material, hasta hacer que el factor de seguridad de la ladera sea inferior a uno, como consecuencia del incremento progresivo en la presión de poros hasta alcanzar un valor crítico. Este aumento en la presión intersticial se puede producir directamente durante el proceso de infiltración del agua de lluvia, o bien indirectamente, ya sea por saturación de un acuífero colgado, o por acumulación de agua en el contacto suelo-sustrato rocoso. En general, los deslizamientos desencadenados como resultado del proceso de infiltración del agua de lluvia son superficiales (profundidades menores de 2 m), siendo la reducción de la cohesión aparente el proceso hidro-geotécnico que los induce. Cuando el deslizamiento tiene lugar por saturación de un acuífero colgado, o por acumulación de agua en el contacto suelo-sustrato, la localización de la superficie potencial de rotura se puede conocer de antemano, mediante la monitorización en la vertical de las presiones de poros existentes en la ladera (Terlien, 1998).

Lo que determina que una ladera rompa es el elevado grado de saturación (próximo al 100 %) que se requiere para que un deslizamiento se inicie (Sidle & Swanston, 1982; Reid *et al.*, 1988, Johnson & Sitar, 1990). Así, una formación superficial constituida por un suelo sin cohesión, puede soportar pendientes similares a las de su ángulo de reposo, siempre y cuando presente una distribución de presiones de poro negativas (succión). De hecho, la mayoría de los deslizamientos superficiales se desencadenan en laderas que presentan pendientes comprendidas entre 30°-40°, rango que a su vez coincide con los ángulos de reposo que habitualmente presentan los suelos granulares. Para ello,

se debe alcanzar un grado de saturación umbral, que derive en una presión de poros tal, que induzca la inestabilidad.

Los mecanismos que determinan que una masa de suelo se sature en agua, dependen de las propiedades hidráulicas del material, así como de las características del evento de precipitación desencadenante. Durante eventos de lluvia prolongados, si la intensidad de éstos es mayor o igual a la conductividad hidráulica del material, se formará una zona saturada en la parte más superficial de la masa de suelo, que se propagará en sentido descendente (frente de mojado). Sin embargo, la magnitud de las presiones de poro positivas será próxima a cero, pudiendo, incluso, darse presiones de succión. Una vez el evento de lluvia cese, el drenaje será gravífico, desarrollándose una distribución de presiones de poro negativas. Si seguidamente tiene lugar un chubasco de alta intensidad, éste puede provocar que de modo casi instantáneo se desarrollen presiones de poro positivas en la zona no saturada, requiriéndose, no obstante, que debajo de dicha zona exista una capa freática, o un nivel litológico de baja permeabilidad (Gillham, 1984).

Por otro lado, para laderas que presentan una superficie freática próxima a la superficie, ya sea ésta de carácter regional, o localizada (capa freática formada a favor de un nivel litológico de baja permeabilidad) y en el que la tasa de infiltración derivada de un evento de lluvia es inferior a la permeabilidad, se tiene que la saturación de la masa de suelo suprayacente a la superficie freática se producirá de modo progresivo desde dicha superficie hasta la superficie topográfica. Igualmente, la saturación del suelo hasta alcanzar una fracción que desencadene el movimiento puede producirse por la llegada de escorrentía subterránea, procedente de la elevación de la superficie freática de un acuífero con un origen geológico diferente al de la formación superficial. De este modo, la masa de suelo (sin cohesión) movilizará una vez se haya alcanzado un espesor de saturación umbral. El mismo, se determina como una fracción de la potencia total de la formación superficial (Iverson *et al.*, 1997).

Con todo, hay dos circunstancias que pueden alterar el esquema conceptual anteriormente planteado. A saber (Iverson *et al.*, 1997): a) el suelo presenta cohesión, inhibiendo ésta el desencadenamiento de la rotura hasta que la formación superficial se sature completamente y se desarrollen presiones de poro positivas con una magnitud crítica; en tales circunstancias, la ladera puede desarrollar gradientes hidráulicos con una componente vertical ascendente, los

cuales aumentan la susceptibilidad a la licuefacción del suelo; b) una fracción significativa del depósito presenta un grado de saturación inferior a uno. En tal caso, si se desencadena la rotura a una profundidad z , la zona no saturada alcanzará un grado de saturación total o próximo a uno, como resultado de la contracción que experimenta el suelo en el momento de la rotura. Para que el proceso de saturación anteriormente descrito tenga lugar, se requiere que la intensidad del evento de lluvia que ha desencadenado la rotura sea similar a la conductividad hidráulica del suelo.

Un deslizamiento superficial que deriva en una avenida de derrubios, se produce cuando un material pobremente ordenado y saturado en agua desliza ladera abajo. Esta tipología de movimiento en masa se diferencia de otros, tales como avalanchas de rocas, corrientes turbidíticas, etc., en el modo en que se realiza la transferencia de momentos. Así, en las avalanchas la transferencia de momentos tiene lugar a favor de las interacciones sólido-grano; sin embargo, en las corrientes turbidíticas dicha transferencia viene dada por el régimen turbulento que domina el comportamiento hidráulico de este tipo de flujos. En lo que a las avenidas de derrubios se refiere, es la fracción de sólidos y la de fluidos las que, en sinergia, transfieren el momento. Sobre la base de este planteamiento, muchos movimientos en masa identificados como deslizamientos de derrubios (*debris slides*), torrentes de derrubios (*debris torrents*), flujos de barro (*mudflows*), lahars, etc., pueden considerarse avenidas de derrubios (Varnes, 1978; Pierson & Costa 1987).

4.1. GENERACIÓN DE UNA AVENIDA DE DERRUBIOS

En general, las avenidas de derrubios de poca entidad se dan en laderas con pendientes próximas a las de los ángulos de reposo del material. Además, el suelo deberá estar parcial o totalmente saturado. Igualmente, deberá considerarse si el suelo presenta o no cohesión (Kesseli, 1943). Por contra, las avenidas de derrubios que movilizan un volumen importante de material, se forman como resultado de pequeñas roturas de ladera que acaban coalesciendo y formando un 'todo uno' (Fairchild, 1987). Asimismo, pueden derivarse de deslizamientos que movilizan parcial o totalmente (Plafker & Ericksen, 1978; Vallance & Scout, 1996). No obstante, sea cual sea el proceso actuante, es la rotura gravitacional de volúmenes discretos de sedimentos cargados en agua, la que desencadena en todos los casos una avenida de derrubios (Iverson *et al.*, 1997).

Para que una avenida de derrubios tenga lugar, se requiere de la participación de dos procesos: a) Iniciación de la rotura en una masa de suelo, de acuerdo con un criterio de rotura lineal; b) licuefacción de la masa de suelo.

4.1.1. *Iniciación del movimiento. Criterio de rotura lineal*

El criterio de rotura en suelos más difundido deriva del propuesto por Coulomb (1773). Éste, relaciona las tensiones normales y tangenciales que actúan en cualquier plano del suelo. Posteriormente, Terzagui (1936), introdujo el concepto de tensión efectiva. A este respecto, la cohesión contribuye poco a la resistencia global del suelo, salvo en laderas de alta pendiente y cerca de la superficie topográfica, donde su importancia puede ser superior a la resistencia friccional, al presentar valores bajos las tensiones normales efectivas. Además, los suelos pueden presentar cohesión aparente, estando ésta relacionada con la acción de contención que desarrollan las raíces de plantas y árboles (Greenway, 1987). La principal limitación de este criterio de rotura, es que su campo de aplicación son los suelos saturados. Sin embargo, la condición de estado más habitual en suelos es aquella en que éstos se encuentran parcialmente saturados, siendo la presencia de presiones de poros negativas (succión) la principal característica que los define. Cuando acontecen eventos extremos de lluvia, o bien se da un régimen de lluvias suficientemente continuo en el tiempo, se produce una reducción drástica de la resistencia al corte de los suelos situados por encima de la superficie freática.

El análisis de estabilidad más comúnmente utilizado en laderas naturales, es el método de equilibrio límite basado en el concepto de ladera infinita (Skempton & Delory, 1957). Este método se basa en la hipótesis de que la longitud de una rotura plana superficial y paralela a la ladera, puede considerarse infinita con respecto al espesor deslizado. En general, suele utilizarse en el análisis de estabilidad de laderas naturales, donde la superficie de rotura está definida por el contacto prácticamente paralelo al talud, entre el terreno superficial (coluvial, o suelo residual) y la roca subyacente (González de Vallejo *et al.*, 2002). Además, el modelo considera que las características geotécnicas del suelo, así como el funcionamiento hidrogeológico de la ladera son uniformes en el conjunto de la misma. Si se analiza una sección o rebanada del talud (*Figura 4.1*), se tiene que ésta se encuentra confinada lateralmente por los empujes E_{1i} y E_{2d} . Por otro lado, el peso, W , de dicha sección se puede descomponer en una componente tangencial (desestabilizadora) a la superficie de rotura, así como en una

componente normal a dicho plano (estabilizadora) generadora de un mecanismo de rozamiento en la base, que es función del rozamiento interno. A esta componente resistente, hay que añadir, en su caso, la posible existencia de una fuerza resistente debida a la cohesión. En una situación como la que refleja la *Figura 4.1*, se alcanzará una situación inestable en la superficie de rotura, cuando la tensión de corte (τ) existente en dicho plano sea igual a la resistencia al corte disponible. De acuerdo con Mohr-Coulomb, para determinar la tensión efectiva de rotura (τ_f), se necesita determinar la tensión normal (σ), así como la presión de agua existente (p_w). El cociente o factor de seguridad (F_t), se define como el cociente entre la resistencia al corte disponible y la tensión de corte.

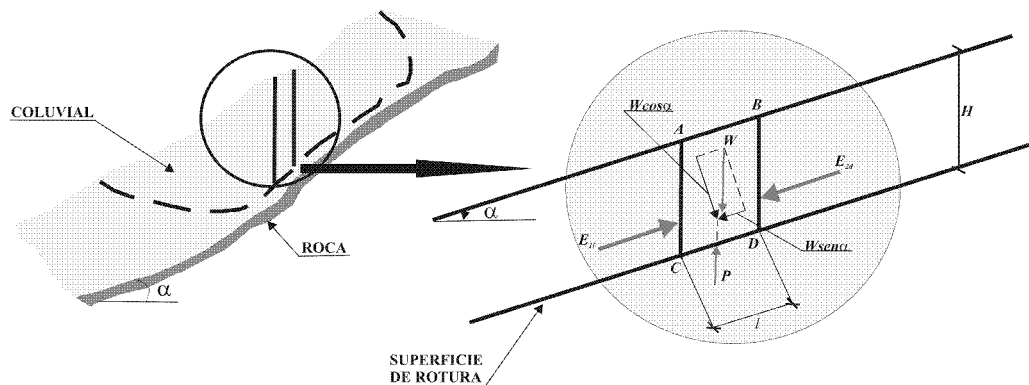


Figura 4.1. Rotura plana en ladera 'infinita' (González de Vallejo et al., 2002).

La condición de estabilidad más desfavorable (*Figura 4.2*), en una capa de suelo con parámetros resistentes: cohesión efectiva, C' , ángulo efectivo de fricción interna, ϕ' , y en el que, además, el nivel freático está a una cota mH respecto de la superficie de rotura, se da cuando existe filtración paralela a la ladera (Crosta, 1998). Esta circunstancia puede tener orígenes diferentes. Así, Wilson & Wieczorek (1995), apuntan que la precipitación puede inducir la formación de una zona saturada, como resultado de la elevación de la superficie freática, especialmente si la formación superficial suprayacente al sustrato rocoso tiene poco espesor. Por contra, para coberteras potentes de suelo, si la intensidad del chubasco es superior a la permeabilidad del terreno, el frente de avance de saturación tiene lugar desde la superficie topográfica hacia el sustrato rocoso, en lugar de ser a la inversa, como ocurre cuando la formación superficial (coluvión, manto de alteración, etc.) presenta poco espesor. En estas circunstancias, se pueden saturar temporalmente acuíferos colgados, produciéndose un cambio en el

signo de la presión de poros, que pasa a presentar valores positivos, iniciándose seguidamente el flujo subsuperficial de acuerdo con la dirección de máxima pendiente de la ladera (*Figura 4.3*) (Pradel & Raad, 1993; Crosta & Marchetti, 1993; Rahardjo *et al.*, 1995).

El esquema de rotura en ladera infinita con filtraciones paralelas a la dirección de máxima pendiente de la ladera (condición de ladera saturada y $C = 0$), no tiene en cuenta que en el suelo se pueda dar un proceso de licuefacción, si se anulan las tensiones efectivas existentes. Hipotéticamente, una avenida de derrubios se desencadena como resultado de una rotura generalizada en una ladera, en la que en una disposición suprayacente al sustrato rocoso hay una masa de suelo saturada y sin cohesión. No obstante, puesto que para que se desencadene el movimiento se asume la existencia de filtraciones paralelas a la ladera, se tiene que para unas condiciones dadas de ángulo de fricción, ϕ , y de densidad saturada del material, γ_{sat} , el movimiento únicamente acontece para un mismo ángulo de pendiente, α (Iverson & Major, 1986).

Takashashi (1978, 1981) solventa esta restricción, asumiendo la existencia de una fuente de recarga derivada de la acción de la escorrentía superficial, que en combinación con la actuación de la escorrentía subsuperficial, o hipodérmica, incrementa la magnitud de las fuerzas tendentes a la inestabilidad. De este modo, se puede explicar el desarrollo de avenidas de derrubios en laderas que no tienen una pendiente uniforme (*Figura 4.4*). Sin embargo, este esquema conceptual presenta dos dificultades en su aplicación. Así, para laderas con un funcionamiento hidrológico e hidrogeológico como el anteriormente expuesto, únicamente se van a desencadenar movimientos en masa en la porción más superficial del suelo, pues es en ese nivel donde se incrementan las tensiones tangenciales. Por otro lado, la existencia de un escenario hidrológico en el que actúan simultáneamente la escorrentía superficial, así como la subsuperficial o hipodérmica, obliga a restringir los ángulos de rotura en ladera a valores inferiores a $\phi/2$, siendo ϕ , el ángulo de fricción interna del material (Lambe & Whitman, 1979; Iverson, 1992).

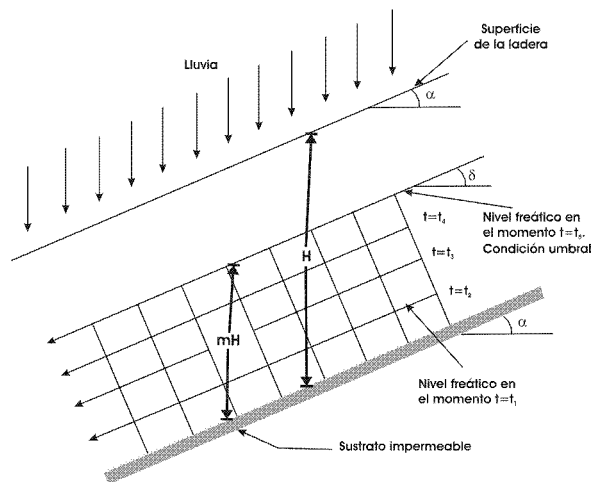


Figura 4.2. Saturación y desestabilización de formaciones superficiales, como resultado de la elevación del nivel freático y filtración paralela al talud (Crosta, 1998).

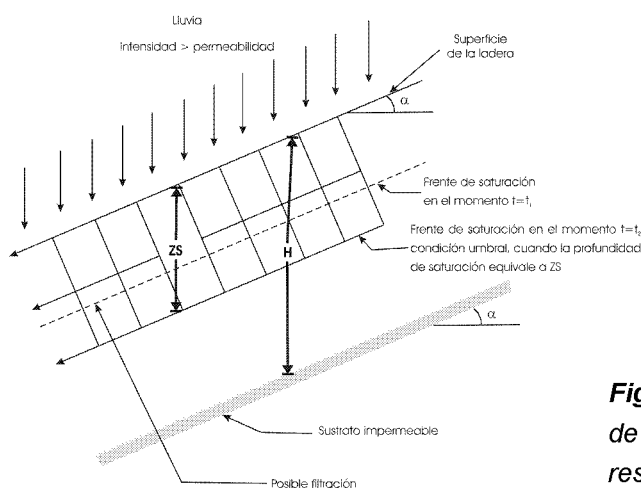


Figura 4.3. Saturación y desestabilización de formaciones superficiales, como resultado del avance de un frente de saturación desde la superficie de la ladera.

Como resultado, los ángulos de rotura serán siempre inferiores a 25° , puesto que los suelos presentan valores de $\phi < 50^\circ$. Sin embargo, la mayoría de avenidas de derrubios se producen en laderas que presentan pendientes comprendidas entre 25° - 45° (Iverson *et al.*, 1997). Es por ello que el modelo de Takashahi únicamente funciona bien cuando se aplica a avenidas de derrubios, que se han movilizado como resultado de la ocurrencia de avenidas relámpago (*flash floods*), que de modo casi instantáneo saturan el suelo.

Un aspecto a tener en cuenta, cuando se evalúa la estabilidad de una ladera frente a la ocurrencia de movimientos en masa, es el hecho de que toda el agua situada

por encima del nivel freático está a presión inferior a la atmosférica. Como resultado, las fuerzas capilares existentes dan lugar a la aparición de presiones intergranulares, que reciben el nombre de presiones capilares. Cuando las mismas actúan en un suelo incrementan su resistencia al corte. A este respecto, Rahardjo *et al.* (1995) proponen un modelo (Figura 4.5) que se basa en la existencia de una formación superficial potente, en la que existe un nivel freático en profundidad con un gradiente hidráulico igual a la dirección de máxima pendiente de la ladera, $\alpha = \delta$. En este contexto, la distribución de presiones de poros por encima de la capa freática presenta valores negativos, distinguiéndose dos zonas: una primera que va desde la superficie topográfica hasta una profundidad Z_s , que define el frente de saturación; y una segunda, intermedia, entre la anterior y la capa freática.

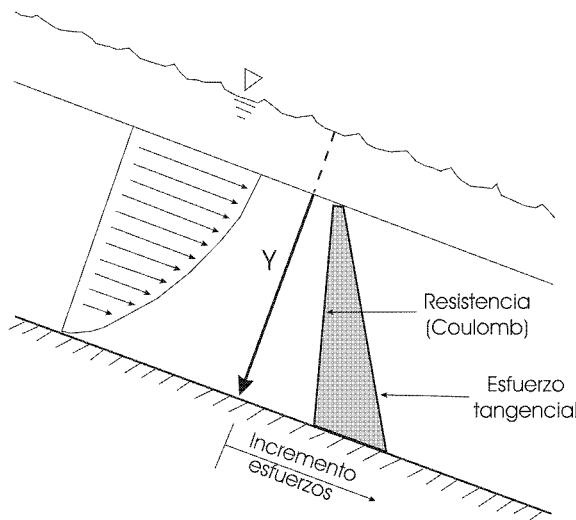


Figura 4.4. Modelo conceptual para la movilización de una avenida de derrubios en una 'ladera infinita', (Takashashi, 1981).

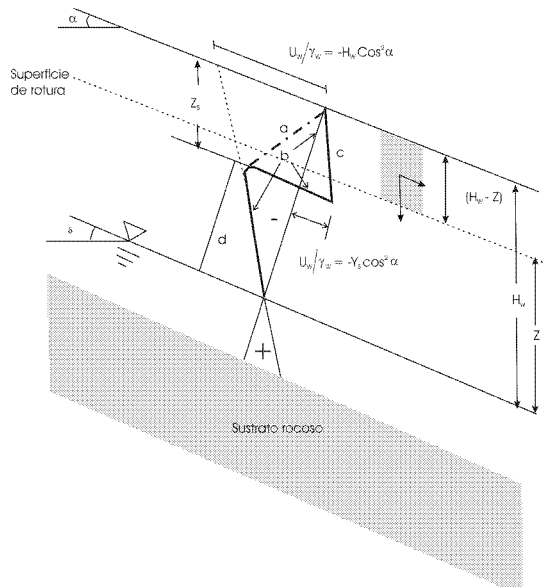


Figura 4.5. Ejemplo de distribución de presiones de poros en una masa de suelo parcialmente saturada (Rahardjo *et al.*, 1995).

En definitiva, el establecimiento de la correlación existente entre la ocurrencia de un movimiento en masa y el evento de lluvia que lo ha desencadenado, requiere de la determinación previa del espesor de suelo que se ha saturado. A su vez, la determinación del momento de la rotura necesita de la consideración de un rango dado de intensidades de lluvia, así como de la caracterización de los parámetros geotécnicos del suelo. No obstante, para la realización de análisis completo de susceptibilidad a la ocurrencia de movimientos en masa, es necesario, además, definir las características fisiográficas, morfológicas y geológicas de la cuenca, pues éstas determinan las intensidades de lluvia de un evento dado, así como las propiedades del suelo (Crosta, 1998).

4.1.2. *Licuefacción de la masa de suelo*

La distribución de las presiones de poro determina la susceptibilidad de que un suelo licuefacte (Youd, 1973; Casagrande, 1976). En un campo de esfuerzos geoestático, la condición de licuefacción viene dada por la existencia de un gradiente de presiones de poro que sea igual al gradiente vertical definido por la distribución de tensiones totales normales. Si se anulan las tensiones efectivas, se tiene que la resistencia friccional del suelo es cero. Si, además, la resistencia debida a la cohesión es nula, se cumple la condición anterior y el suelo se comporta como un fluido. Igualmente, cuando un suelo desarrolla un estado crítico al ser sometido a corte, las partículas que lo forman se reorganizan, manteniéndose los clastos en contacto continuo. Los suelos de empaquetado denso dilatan para constituir el estado crítico, mientras que los suelos flojos contraen para alcanzar tal estado (*Figura 4.6.*). En suelos flojos, este comportamiento puede dar lugar al desencadenamiento de avenidas de derrubios, ya que la contracción del suelo incrementa las presiones de poro, pudiendo el suelo licuefactar si la deformación a la que está sometido éste impide la disipación de las sobrepresiones intersticiales generadas (Sassa, 1984; Ellen & Fleming, 1987).

Cuando se inicia la rotura, el suelo pasa de estar en condiciones hidroestáticas a presentar pérdidas de carga, las cuales definen el estado de gradiente hidráulico crítico, lo que determina que el suelo licuefacte y, como resultado, se desencadene el flujo de derrubios (Anderson & Sitar, 1995).

Son varios los planteamientos teóricos existentes para explicar qué proceso es capaz de anular las tensiones efectivas de una masa de suelo. La hipótesis más simple considera que la existencia de filtraciones en la ladera es suficiente para que una vez se ha producido la rotura de la ladera el suelo licuefacte (Iverson & Major, 1986; Derlinger & Iverson, 1990), siempre y cuando el flujo de agua en la masa de suelo presente una componente vertical ascendente. Para un contexto diferente, en el que se tiene una masa de suelo con un empaquetado flojo y con una densidad aparente *in situ* inferior a la densidad de estado crítica, si se produce una rotura de características cuasiestáticas, se tiene que la tensión tangencial movilizada provoca una reducción de volumen (contracción) de la masa de suelo. Como resultado, se generan sobrepresiones intersticiales que se propagan en dirección ascendente (Sassa, 1984; Ellen & Fleming, 1987). La licuefacción de la masa de suelo, dependerá de cuál sea la relación existente entre el tiempo que tarda el material en drenar (disipación de la sobrepresión intersticial) y la contracción que experimente el suelo. Así, el suelo es susceptible de licuefactar, si la disminución de la porosidad durante el proceso de rotura es mayor que la capacidad del suelo para disipar la sobrepresión de poros resultante (Hutchinson, 1986; Eckersley, 1990; Sasitharan *et al.*, 1993).

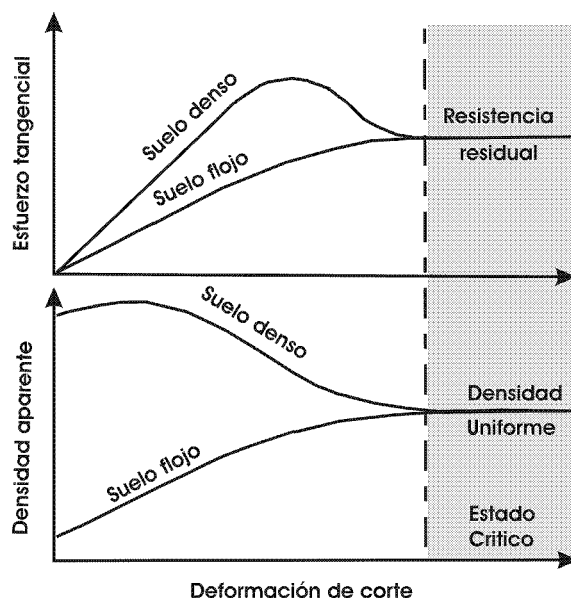


Figura 4.6. Cambios en los parámetros: esfuerzo tangencial; resistencia al corte y densidad aparente para suelos densos y flojos, durante los estados iniciales de deformación tangencial cuasiestática (Ellen & Fleming, 1987).

Por otro lado, algunas avenidas de derrubios se originan en suelos densos, que dilatan cuando se produce la rotura (Fleming *et al.*, 1989; Anderson & Sitar, 1995). En estos casos, las tensiones de corte movilizadas durante la rotura, dan lugar a

fluctuaciones en los valores de las presiones de poros. Como resultado se modifica la distribución de las tensiones efectivas, incrementándose el peligro de licuefacción (Kytomaa, 1993). En suelos densos, la existencia de fluctuaciones en los estados de esfuerzo, tanto de las partículas como del fluido, puede permitir que suelos de estas características movilicen. Otra teoría considera que en suelos densos, el incremento en la presión de poros puede estar relacionado con una contracción en la masa de suelo cuando éste rompe. Así, en laboratorio se ha demostrado que suelos densos pueden contraer durante la rotura bajo estados de esfuerzos traccionales. De hecho, la mayoría de los deslizamientos forman grietas de tracción cuando rompen.

4.2. EVALUACIÓN DE LA ESTABILIDAD DE LADERAS NATURALES

4.2.1. Síntesis de las metodologías existentes

Al nivel del conocimiento actual, no están perfectamente identificados y caracterizados los umbrales pluviométricos que pueden dar lugar a deslizamientos. Sin embargo, parece claro que debería tenerse en cuenta la lluvia media anual, la lluvia efectiva acumulada durante las semanas anteriores al evento desencadenante, así como las lluvias antecedentes máximas, especialmente de uno a tres días anteriores al evento de precipitación desencadenante. Las consecuencias devastadoras a que da lugar la ocurrencia de grandes deslizamientos obliga a diseñar herramientas fiables de predicción, en general, basadas en la definición de umbrales meteorológicos.

Diversos autores (Campbell, 1975; Caine, 1980; Costa, 1984; Brand *et al.*, 1984; Crozier, 1986; Cannon & Ellen, 1985; Cannon & Ellen, 1988; Keefer *et al.*, 1987; Neary & Swift, 1987; Gostelow, 1991; Ministry of Forest, 1994; Wilson & Wieczorek, 1995; Harp *et al.*, 1997; Terlien, 1997; Pasauto & Silvano, 1998; Reichenbach *et al.*, 1998; Guzzetti *et al.*, 1999; Zezere *et al.*, 1999; Crozier, 1997; Crozier, 1999; Sánchez *et al.*, 1999; Deganutti *et al.*, 2000; Glade *et al.*, 2000; Wieczorek *et al.*, 2000; Larsen *et al.*, 2001), sobre la base del uso de técnicas estadísticas y estocásticas, han definido valores umbrales de lluvia antecedente, así como valores críticos de intensidad de lluvia, al considerar que estos parámetros actúan como principales factores desencadenantes de un deslizamiento.

Sin embargo, este tipo de umbrales no son extensibles a cuencas diferentes de donde éstos han sido definidos, ya que la lluvia antecedente requerida para generar movimientos en masa, siempre y cuando se dé un evento de lluvia con la intensidad umbral necesaria, puede variar de horas a semanas, en función de las características geológicas, geomorfológicas, ocupación del suelo, etc. existentes en el área objeto de evaluación. Concretando, cobran especial importancia factores como: espesor de suelo coluvial y/o de roca meteorizada, así como sus propiedades físicas (conductividad hidráulica, transmisividad, ángulo de fricción interna...) (Wieczorek, 1987). De hecho, en suelos de alta permeabilidad, en los que las superficies potenciales de rotura están relativamente cerca de la superficie, el periodo de lluvia antecedente requerido para que se desencadene la inestabilidad de una ladera es relativamente corto, siendo como resultado la importancia de este factor pequeña, en relación al resto de factores involucrados (Brand, 1995).

Una alternativa al uso de métodos estadístico-estocásticos, viene dada por la aplicación de métodos deterministas. Éstos se fundamentan en la integración de modelos hidrológicos, y métodos geotécnicos basados en el concepto de ladera infinita (Skempton & DeLory, 1957).

4.2.1.1. Métodos estadísticos

Se basan en demostrar la existencia de una relación directa entre la ocurrencia de un deslizamiento y determinadas variables que caracterizan un evento de lluvia (intensidad del evento y su duración). Asimismo, con frecuencia juega un papel determinante la lluvia antecedente al chubasco desencadenante (Campbell, 1975; Crozier *et al.*, 1980; Wieczorek, 1987; Cannon & Ellen, 1988; Canuti *et al.*, 1985; Crozier, 1999; Glade *et al.*, 2000). El análisis del factor 'lluvia antecedente', se hace sobre la base del análisis de series meteorológicas (datos de precipitación), para las fechas anteriores a la ocurrencia del deslizamiento (días, semanas, y meses previos), ya sea éste de nueva generación, o bien una reactivación. Sin embargo, las relaciones empíricas así determinadas no establecen el incremento crítico en la presión de poros, que en la práctica actúa como principal mecanismo desencadenante de un deslizamiento inducido por lluvia.

Numerosos autores, han definido umbrales meteorológicos desencadenantes de movimientos en masa. Entre los pioneros, se encuentran Caine (1980) y

Wieczorek & Sarmiento (1988). Estos autores definieron relaciones empíricas, sobre la base del análisis de los hietogramas y las duraciones (curvas I-D) de un número estadísticamente significativo de eventos de precipitación desencadenantes de movimientos en masa.

Con todo, se consiguen resultados más precisos si se combina la información que proporcionan las relaciones intensidad-duración relativas a eventos desencadenantes, con la lluvia antecedente (considerando un periodo dado) que precedió a los mismo (Cannon & Ellen, 1985; Wieczorek, 1987; Wieczorek *et al.*, 2000). Por otro lado, la utilización de estos umbrales en áreas diferentes de donde fueron definidos requiere de la validación previa de los mismos, pues la más que probable variabilidad hidroclimática existente entre las áreas para las que se definieron y aquellas otras donde éstos se quieran aplicar, da lugar a que los datos no sean válidos para predecir la ocurrencia de movimientos en masa (*Figura 4.7*).

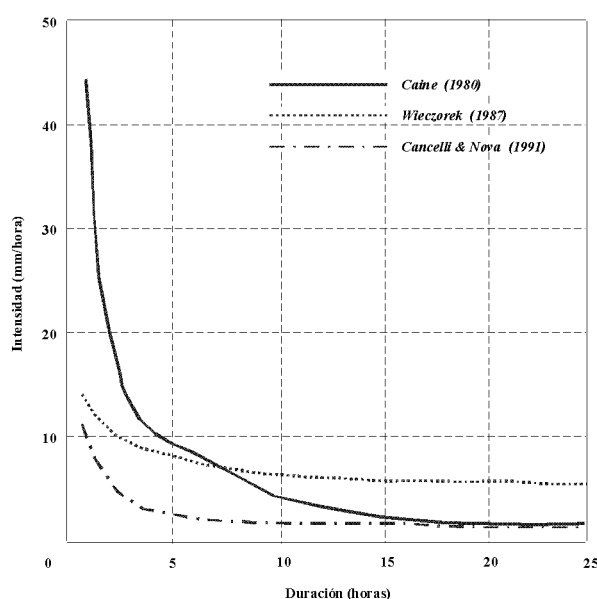


Figura 4.7. Umbrales de lluvia (intensidad/duración) desencadenantes de deslizamientos superficiales definidos por diferentes autores (Terlien, 1998).

Ya en España, diversos autores han establecido relaciones causa-efecto entre los factores lluvia antecedente e intensidad-duración de un chubasco. Así, Corominas & Moya (1999) determinaron para la cuenca alta del río Llobregat (Pirineos Orientales), que de no existir lluvia antecedente al evento en cuestión, se requieren chubascos de 190 mm en 24 horas para que se formen superficies de rotura, siendo necesarias precipitaciones superiores a 300 mm en un periodo de 24-48 horas, para que tengan lugar deslizamientos generalizados de carácter superficial. Por el contrario, el desencadenamiento de deslizamientos por lluvia antecedente,

requiere de una precipitación acumulada de 200 mm durante varias semanas. Si se da esta circunstancia, un chubasco de intensidad moderada (p.e. una precipitación total en 24 horas igual a 40 mm) puede dar lugar a coladas de barro, así como a deslizamientos de tipo rotacional y traslacional, afectando a formaciones geológicas de litología arcillosa y limo-arcillosa.

Ferrer & Ayala (1996), realizaron el mapa de susceptibilidad a la ocurrencia de movimientos en masa inducidos por lluvia. Los criterios empleados fueron la máxima precipitación en 24 horas (para flujos y deslizamientos superficiales) y la infiltración neta anual (para nuevos deslizamientos y reactivaciones de antiguos movimientos profundos). Además, Ferrer & Ayala (1997), mediante al análisis de los datos de precipitación para las fechas anteriores a los movimientos (días, semanas y meses previos), establecieron a nivel español los umbrales generales de precipitación que dan lugar al desencadenamiento de las inestabilidades naturales de nueva generación, así como los relativos a las reactivaciones de deslizamientos acontecidos en el pasado.

4.2.1.2. Métodos estocásticos

El objetivo del análisis estocástico de un número dado de eventos de lluvia (P), es la estimación de un valor p, con una determinada probabilidad F de no ser superado.

$$\text{Prob } (P \leq p) = F(x) \quad [4.1]$$

Para el caso concreto del análisis de deslizamientos inducidos por lluvia, se puede hacer uso del concepto de periodo de retorno, T, de un determinado valor de precipitación, P. Se entiende por tal, el tiempo en años que transcurre entre distintas ocurrencias de precipitaciones iguales o superiores a dicho valor P, que inducen movimientos en masa.

Una vez estimados los cuantiles, la probabilidad, P, de que tenga lugar un deslizamiento inducido por un evento de lluvia de periodo de retorno, T, en un intervalo de años, n, viene dada por la expresión (Gostelow, 1991):

$$P = 1 - \left(1 - \frac{1}{T}\right)^n \quad [4.2]$$

Igualmente, el Ministerio de Asuntos Forestales del estado de British Columbia (Canadá), ha definido niveles de riesgo para la ocurrencia de movimientos en masa, en función del contenido de humedad del suelo. En este método, se consideran eventos de lluvia con periodos de retorno igual a dos años. Asimismo, se discretiza el área de estudio en zonas hidrológicamente húmedas y secas. De modo que las primeras, presentaran un riesgo elevado de ocurrencia de movimientos en masa, si de la aplicación del balance de humedad del suelo se deriva un valor igual o superior a 100 mm/24 horas. Para las zonas hidrológicamente secas, dicho nivel de riesgo se alcanza con valores de humedad iguales o superiores a 55 mm/24 horas (Ministry of Forest, 1994).

4.2.1.3. Métodos deterministas

Una alternativa al uso de métodos estadísticos y estocásticos, es la implementación de modelos deterministas (Wilson & Wieczorek, 1995). Éstos, combinan métodos geotécnicos de análisis de estabilidad de laderas con modelos hidrológicos. De este modo, el uso de los primeros permite determinar el valor crítico de la presión de poros que desencadena la rotura. Por otro lado, la aplicación de los segundos posibilita estimar las características hidrológicas/hidrogeológicas, que se derivan de la actuación del evento de lluvia desencadenante (Caris & Van Asch, 1991).

Precisamente, éste ha sido el enfoque metodológico desarrollado para determinar la lluvia umbral desencadenante de un deslizamiento que derivó en una avenida de derrubios en el escenario caracterizado. Sobre la base de este dato se determinó la respuesta hidrológica e hidráulica de la cuenca, como resultado de la ocurrencia de dicho evento.

4.2.2. Metodologías, técnicas y herramientas utilizadas en el escenario planteado

4.2.2.1. Modelo hidrogeotécnico

4.2.2.1.1. Análisis de la estabilidad de una ladera infinita

El análisis realizado se basó en el criterio de rotura de Mohr-Coulomb. En el mismo, la máxima tensión tangencial movilizable por la masa de suelo es igual a

las fuerzas de resistencia debidas a: 1) la cohesión (cohesión del suelo + cohesión inducida por la acción de las raíces); 2) la resistencia friccional, que es resultado del esfuerzo efectivo normal actuante en el plano de rotura.

$$\tau = C' + (\sigma' - u) \cdot \tan \phi' \quad [4.3]$$

donde: τ es la máxima resistencia tangencial movilizable por la masa de suelo; C' es la cohesión efectiva; σ' es el esfuerzo efectivo normal; u es la presión de poros; $\tan \phi'$ es el ángulo de fricción interna efectiva existente en el plano de rotura.

Para el caso que nos ocupa este criterio de rotura fue simplificado, considerándose una masa de suelo carente de cohesión. En un material sin cohesión, y en el que las fuerzas de filtración resultantes de la escorrentía subsuperficial presentan una dirección coincidente con la pendiente de la ladera, el criterio de rotura puede reescribirse, quedando que (Dietrich & Montgomery, 1998):

$$\rho_s \cdot gz \cdot \cos \theta \cdot \sin \theta = (\rho_s \cdot gz \cdot \cos^2 \theta - \rho_w \cdot gh \cdot \cos^2 \theta) \cdot \tan \phi \quad [4.4]$$

donde: z es el espesor de la masa de suelo; h es el nivel freático tomando como referencia el plano de rotura; ρ_w y ρ_s equivalen a la densidad del agua y a la densidad aparente del suelo, respectivamente. A su vez, la ecuación [4.4] puede resolverse para el factor $\frac{h}{z}$ (fracción de masa de suelo saturada en agua cuando tiene lugar la rotura), de modo que:

$$\frac{h}{z} = \frac{\rho_s}{\rho_w} \cdot \left(1 - \frac{\tan \theta}{\tan \phi} \right) \quad [4.5]$$

4.2.2.1.2. Modelo hidrológico

Para caracterizar la variabilidad espacial de la humedad en el suelo, $\frac{h}{z}$ (fracción de suelo saturada), se implementó un modelo que simula la escorrentía subsuperficial bajo régimen permanente (Dietrich & Montgomery, 1998). Este modelo se basa en el planteamiento metodológico desarrollado por O'Loughlin (1986), presentando similitudes con el modelo TOPOG (Beven & Kirkby, 1979).

En el modelo hidrológico implementado no se ha considerado la posibilidad de formación de escorrentía de tipo hortoniano. Por tanto, la cantidad de escorrentía subsuperficial existente en una localización dada es equivalente a la precipitación efectiva (cantidad de lluvia – evapotranspiración real). Igualmente, es función del área específica de cuenca. Tomando como base la ley de Darcy, se puede escribir (Dietrich & Montgomery, 1998):

$$q \cdot a = k_s \cdot h \cdot \cos\theta \cdot \sin\theta \cdot b \quad [4.6]$$

donde: q es la precipitación efectiva; a es el área que drena a un punto; k_s es la conductividad hidráulica saturada; h es la superficie freática respecto del plano de rotura; $\cos\theta$ es el coseno de la pendiente de la ladera; $\sin\theta$ es el seno de la pendiente y equivale a la carga hidráulica existente en la ladera; b es la unidad de longitud de contorno.

Por otro lado, dado que en condiciones de saturación total la cantidad de escorrentía subsuperficial se puede aproximar a la transmisividad, T , de la masa de suelo, se tiene que:

$$T \cdot b \cdot \sin\theta = k_s \cdot z \cdot \cos\theta \cdot \sin\theta \cdot b \quad [4.7]$$

Combinando las ecuaciones [4.6] y [4.7] y resolviendo para el factor $\frac{h}{z}$, se obtiene la expresión matemática:

$$\frac{h}{z} = \frac{q}{T} \cdot \frac{a}{b \cdot \sin\theta} \quad [4.8]$$

Así, el patrón de variabilidad espacial de la humedad en el suelo, $\frac{h}{z}$, como consecuencia de la acción de una tormenta dada, es función de dos factores: uno es de carácter hidrogeológico; mientras que el otro tiene que ver con la morfometría de la cuenca. El primero queda definido por el cociente entre la precipitación efectiva y la transmisividad de la masa de suelo, $\frac{q}{T}$, de manera que cuanto mayor es q en relación a T , mayor es la probabilidad de que el suelo se sature y, como resultado, que se incremente la susceptibilidad a la ocurrencia de

movimientos en masa. Por su parte, el factor morfométrico, $\frac{a}{b} \cdot \text{sen} \theta$, simula cómo la topografía determina la escorrentía subsuperficial existente. De hecho, el área específica de cuenca, $\frac{a}{b}$, establece en qué medida la existencia de convergencia topográfica en una ladera incrementa la presión de poros, al concentrar la escorrentía. Así, cuanto mayor es el área que drena a un punto respecto de su longitud de contorno, mayor es el ratio $\frac{h}{z}$. Por el contrario, la saturación relativa definida por el cociente $\frac{h}{z}$ es tanto menor cuanto mayor es la pendiente (equivalente en este método al gradiente hidráulico), dado que se incrementan las velocidades de flujo.

4.2.2.1.3. Integración del modelo hidrológico y el análisis de estabilidad en ladera infinita

La combinación de las ecuaciones [4.5] y [4.8] (Montgomery & Dietrich, 1994; Dietrich & Montgomery, 1998), permitió estimar la lluvia crítica umbral, que desencadenó un movimiento de ladera en la cabecera de la cuenca vertiente al arroyo Cabrera:

$$\frac{Q_c}{T} = \frac{\text{sen} \theta}{\left(\frac{a}{b}\right)} \cdot \left[\frac{C'}{\rho_w \cdot g z \cdot \cos^2 \theta \cdot \tan \phi} + \frac{\rho_s}{\rho_w} \cdot \left(1 - \frac{\tan \theta}{\tan \phi'} \right) \right] \quad [4.9]$$

donde: Q_c es la precipitación umbral efectiva [mm/día]; T es la transmisividad de la masa de suelo [$\text{m}^2/\text{día}$]; $\frac{a}{b}$ es el área aportante [m^2] por unidad de longitud de contorno [m]; θ es la pendiente [%]; ρ_w es la densidad del agua [kg/m^3]; ρ_s es la densidad aparente del suelo [kg/m^3]; g es la aceleración de la gravedad [$9,8 \text{ m}/\text{s}^2$]; z es el espesor de masa de suelo [m]; ϕ' es el ángulo de fricción interna efectivo del material [°]; C' es la cohesión efectiva del material [kg/m^2].

4.2.2.2. Método hidráulico del calado-crítico

El método del calado crítico (Chow, 1959; Jarret, 1987; O' Connor & Costa, 1993; Benito *et al.*, 1998; Rico *et al.*, 2001; Díez, 2001), permite determinar el caudal punta que circula por una determinada sección. Este método se basa en las

características del flujo crítico (Chow, 1959), requiriendo de la selección previa de secciones de control en campo, que cumplan las condiciones de flujo crítico durante un evento de crecida dado. El método presenta la ventaja de no depender de la estimación arbitraria de determinadas variables, tales como rugosidad, o gradiente de energía (O' Connor & Costa, 1993; Benito *et al.*, 1998). Para canales de sección no rectangular, la estimación en base a este método viene dada por la expresión (Daugherty *et al.*, 1989):

$$Q = \sqrt{\left(\frac{A^3 \cdot g}{B} \right)} \quad [4.10]$$

donde: A es el área de la sección de control [m^2]; B es la anchura de la lámina de agua en superficie [m]; g es la aceleración debida a la gravedad [$9,8 \text{ m s}^{-2}$].

4.2.2.3. Simulación y calibración de un modelo hidrológico precipitación-escorrentía

4.2.2.3.1. Herramientas cartográficas y su conexión con el modelo hidrológico. Obtención del modelo hidromorfométrico de una cuenca

Mediante modelos digitales de elevación (MDEs) y utilizando herramientas SIG, se pueden determinar los parámetros de índole morfométrica necesarios para implementar un modelo hidrológico en el sistema de simulación hidrológica (*Hydrologic Modeling System*, HMS). HMS sustituye a la versión previa HEC-1, habiendo sido desarrollado por el Centro de Ingeniería Hidrológica (*Hydrologic Engineering Center*, HEC) que, a su vez, queda adscrito al Cuerpo de Ingenieros de los Estados Unidos (*U.S. Army Corps of Engineers*, USACE).

Un modelo digital de elevaciones (MDE) es una estructura numérica de datos, que representa la distribución espacial de la altitud de la superficie del terreno (Felicísimo, 1994). Con frecuencia, los valores que caracterizan la variable altitud se almacenan en matrices regulares (MDEs) en las que la unidad elemental queda definida por celdas cuadradas, o 'píxeles', de igual tamaño y organizadas en un número dado de filas y columnas. La adecuación de los MDE's, para determinar direcciones preferentes de escorrentía ha sido abordada con profusión en la literatura científica. Como resultado, se han desarrollado algoritmos, algunos de ellos integrados en aplicaciones SIG comercialmente disponibles (Jensen &

Domingue, 1988; Jensen, 1991), que permiten realizar automáticamente la delineación de cauces y cuencas sobre la base de un MDE.

A este respecto, tanto el centro para la investigación de los recursos hídricos (*Center for Research in Water Resources*, CRWR, perteneciente a la Universidad de Texas en Austin, USA) como el Instituto para la Investigación de los Recursos Naturales (*Environmental Systems Research Institute*, ESRI) han desarrollado en los últimos años distintas herramientas informáticas que se exponen brevemente a continuación:

- Delineador de cuencas (*Watershed Delineator*, Djokic *et al.*, 1997) desarrollado por ESRI a petición de la Comisión para la Conservación de los Recursos Naturales del estado de Texas, EEUU (*Texas Natural Resources Conservation Commission*, TNRCC). Esta aplicación permite delinear el área drenante a un punto.
- Calculadora de caudales de crecida (*Flood Flow Calculator*, Olivera & Maidment, 1998b) desarrollado por el CRWR tras encargo del Departamento de Transportes de Texas (TxDOT), que permite estimar parámetros hidrológicos, así como caudales punta de crecida sobre la base de funciones de regresión de carácter regional desarrolladas para el estado de Texas, USA (USGS, 1997). En este programa los parámetros hidrológicos requeridos por estas funciones (área drenante, factor de forma y pendiente media de la vía de escorrentía de mayor longitud), se obtienen automáticamente a partir de un MDE.
- HECPREPRO (Hellweger & Maidment, 1999), aplicación desarrollada por el CRWR para HEC. Permite establecer las relaciones topológicas existentes entre los elementos hidrológicos que definen un modelo de cuenca. Dichas relaciones se especifican en un archivo tipo ASCII, que es importable por HMS.
- CRWR-PrePro (Olivera & Maidment, 2000), desarrollado por el CRWR a petición del TxDOT). Integra en una única aplicación informática los programas: *Watershed Delineator*, *Flood Flow Calculator*, HECPREPRO. De dicha integración se deriva una aplicación informática, que genera modelos de cuenca importables por HMS.

- HEC-GeoHMS (*Geospatial Hydrologic Modeling Extensión*, USACE, 2003). Constituye una versión mejorada de CRWR-PrePro. Esta aplicación ha sido desarrollada por HEC y ESRI en colaboración con el CRWR.

La obtención de los datos de entrada necesarios para generar el modelo físico de una cuenca consta de cuatro etapas: (1) análisis espacial del MDE; (2) delineación de la red de drenaje y las subcuencas; (3) vectorización de la red de drenaje y las subcuencas; (4) análisis topológico. La exactitud de la red de drenaje y subcuencas delineadas de este modo depende de la resolución espacial del MDE y, en consonancia con ésta, de la exactitud de los valores de altitud recogidos en la estructura de datos 'raster' (Mason, 2000).

➤ Análisis espacial del MDE

Para llevar a cabo tal análisis, se hace uso de los algoritmos desarrollados por Jensen & Domingue (1988). Mediante éstos y a partir de un MDE, se pueden determinar direcciones de flujo, áreas drenantes y límites de cuencas. La dirección de flujo se establece determinando la dirección de máxima pendiente (en sentido descendente) de cada celda. Para ello, se comparan las ocho celdas vecinas a cada uno de los píxeles que forman el MDE, de manera que la dirección de flujo viene dada por la celda que define menor altitud con respecto al píxel que determina la relación de vecindad y que, además, se encuentra a menor distancia, considerándose a este respecto, tanto las celdas ortogonales entre sí como las diagonales. El resultado de esta operación es un modelo de datos 'raster', en el que cada una de las 8 potenciales direcciones de flujo existentes para cada celda queda definida mediante un identificador numérico.

La experiencia existente en la creación de MDEs, ha mostrado algunas inconsistencias recurrentes que derivan en la interrupción de la continuidad hidrológica (Olivera *et al.*, 2006). En general, estos problemas se concretan en la aparición en el modelo de celdas con valores de cota inferiores a los de los píxeles que les rodean (depresiones), las cuales rompen la continuidad del drenaje. Estas depresiones son resultado de los procesos de interpolación y cálculo utilizados durante la creación del propio MDE, que introducen debido a su propia formulación una serie de 'artificios', entre los que se encuentran las depresiones aludidas. Por estos motivos, antes de proceder a la determinación de las direcciones de flujo hay que restaurar la continuidad hidrológica del MDE (ESRI, 1992; Olivera *et al.*, 2000). Para ello, se incrementa el valor de cota de aquellos píxeles que definan una

depresión irreal, hasta hacerlo coincidir con el valor mínimo de los 8 píxeles vecinos. Para evitar que esta corrección se aplique a áreas endorreicas reales, se asigna el descriptor *NODATA* al píxel de menor cota presente en estas áreas.

La *Figura 4.8* muestra un MDE que carece de continuidad hidrológica (obsérvese el píxel resaltado en gris). Para restablecer la continuidad de drenaje, se asigna a la celda que define la depresión el valor de altitud mínimo existente en sus ocho píxeles vecinos. Una vez corregido el MDE, se procede a la determinación de los modelos de datos 'raster' relativos a las variables: direcciones de flujo y acumulaciones de flujo. Sobre la base del modelo 'raster' de direcciones de flujo, se puede crear uno nuevo que establezca el número de píxeles que drenan a uno dado, o la acumulación de flujo. De este modo se puede determinar el área que drena a una determinada celda. Para ello, se multiplica el número de celdas que vierten a la misma por el área representativa de la unidad elemental (celda) del modelo de datos creado.

MDE				MDE Corregido				Dirección de flujo				Acumulación de flujo			
25	24	20	18	25	24	20	18	↖	↓	↓	↓	0	0	0	0
22	10	14	15	22	12	14	15	→	↓	←	↓	0	5	1	1
17	12	13	12	17	12	13	12	→	↘	↓	↗	0	8	0	2
16	15	5	8	16	15	5	8	↗	→	↓	←	0	0	15	0

Figura 4.8. Ejemplos de mallas en las que se representa; a) modelo digital de elevaciones (MDE); b) MDE corregido; c) modelo digital de direcciones de flujo; d) modelo digital de flujo acumulado (Olivera, 2001).

➤ Delineación de la red de drenaje y de las subcuencas

Para delinear la red de drenaje se parte del modelo digital de acumulaciones de flujo, sobre el cual se define un valor umbral de celdas contribuyentes que determina, de acuerdo con el criterio establecido por el usuario de la aplicación, la transformación de la escorrentía laminar en concentrada a favor de un canal bien definido. La estructura de datos 'raster' así establecida queda definida por una matriz en la que las celdas con valor uno representan los cauces de la red de drenaje, mientras que el resto de píxeles que forman el modelo quedan identificados mediante el descriptor *NODATA*.

Una vez delineada la red de drenaje, se desagrega cada uno de los cauces que la constituye en tramos, de modo que cada uno de ellos quede definido, a excepción de los canales de cabecera, por dos confluencias. Se asume que estos tramos son unidades de simulación elemental, de modo que los parámetros hidrológicos (pendiente, sección transversal, rugosidad...) se consideran uniformes (Olivera *et al.*, 2006). A cada una de las celdas que definen estos tramos, se le asigna aleatoriamente un identificador numérico único. No obstante, si se determina que los parámetros hidrológicos cambian significativamente en determinados puntos de un tramo, el mismo debería subdividirse en dos o más tramos uniformes. Esta subdivisión también convendría llevarla a cabo, cuando se constata la presencia de estaciones de aforo en un tramo de río. Aunque las estaciones de aforo no tienen por qué ser indicativas de cambios en la respuesta hidrológica del tramo, sin embargo, representan puntos de calibración que necesariamente obligan a compartimentarlo. Una vez especificada la celda que marca la subdivisión de un determinado tramo, se asigna un identificador numérico nuevo al subtramo localizado aguas abajo de dicha celda, el cual viene dado por la suma del valor del tramo original más el identificador de valor más alto definido en la red de drenaje. En lo que hace referencia al tramo situado aguas arriba, éste conserva el valor que presentaba el tramo antes de ser subdividido (Olivera *et al.*, 2006).

Las celdas de desagüe (*outlets*) de cada subcuenca vienen dadas por el último píxel de cada tramo de río. Por tanto, éstas también son coincidentes con los píxeles localizados justo aguas arriba de cada confluencia, o bien con cada una de las celdas que han servido para desagregar un tramo de canal. A su vez, en cada confluencia se definen dos píxeles de desagüe, correspondientes a cada uno de los tramos de canal que determinan ésta. Finalmente, el sistema queda totalmente caracterizado con una celda de desagüe para el conjunto de la cuenca. El modelo de datos 'raster' para los puntos de desagüe está definido por una matriz en la que a cada celda representativa de estos puntos se le asigna un número que, por otro lado, debe ser coincidente con el identificador numérico del tramo de canal correspondiente (Olivera *et al.*, 2006).

En cuanto a las subcuencas que drenan a las celdas de desagüe, éstas se delimitan sobre la base del modelo de datos 'raster' de flujo acumulado. El proceso enunciado consiste en asociar a cada desagüe los píxeles que le drenan. El dominio 'raster' resultante queda establecido por un conjunto de celdas definidas por un mismo valor, que por definición debe coincidir con el identificador asignado

al tramo de río y a la celda de desagüe, ya que ambos elementos determinan la subcuenca (*Figura 4.9.*).

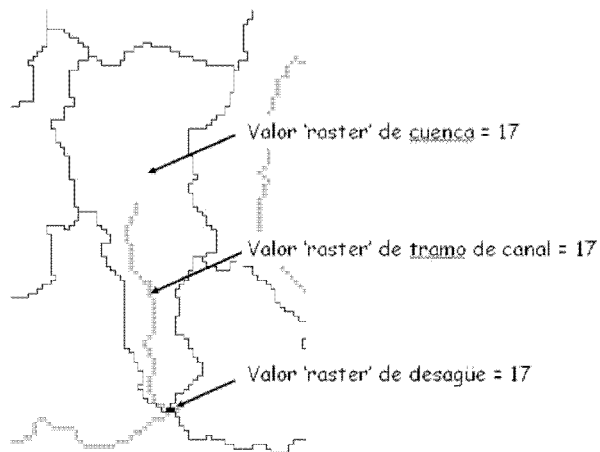


Figura 4.9. *Identificadores numéricos asignados en un dominio 'raster' a la cuenca y el tramo de canal y desagüe asociados. Obsérvese que los mismos son coincidentes (Olivera, 2001).*

➤ Vectorización de la red de drenaje y las subcuencas

Una vez definidos en un modelo de datos 'raster' los tramos de cauce que constituyen la red de drenaje, así como las respectivas subcuencas, se procede a la vectorización de ambos elementos, representando los tramos de canal como segmentos y las subcuencas como polígonos. A estas bases de datos espaciales (tramos de canal y subcuencas) se les asocia sendas tablas que, entre otros atributos, recogen la información relativa a los identificadores numéricos de las subcuencas y los tramos de canal. No obstante, con frecuencia las bases de datos creadas deben modificarse, por ejemplo, llevando a cabo la unión de dos polígonos. En estos casos hay que cerciorarse de que cada subcuenca quede representada por un único polígono, así como que la relación de equivalencia establecida en el dominio 'raster' entre subcuencas y tramos de canal (ver *Figura 4.9*), se preserve igualmente en el dominio vectorial (Olivera *et al.*, 1998a).

Con todo, la relación antedicha se puede obviar, sin que por ello el modelo pierda consistencia. Así, se puede proceder a la unión de dos subcuencas, siempre y cuando compartan el mismo punto de desagüe, o bien una drene hacia la otra, de modo que la cuenca resultante quede definida por dos tramos de canal en lugar de uno (*Figura 4.10*). Al nuevo polígono creado se le asignará un identificador numérico, cuya definición será aleatoria cuando se hayan unido dos subcuencas que compartan desagüe, mientras que si la cuenca es el resultado de la unión de

dos polígonos que representan a una subcuenca que drena hacia otra, entonces, el identificador es el mismo que el que define a la subcuenca situada aguas abajo. La tabla de atributos conectada a la capa de tramos de cauce queda definida, entre otros campos, por uno en el que se especifica el identificador numérico de cada tramo, así como por otro que recoge el identificador de la subcuenca a la que está asociada un tramo determinado. A este respecto, téngase en cuenta que el modelo no considera el escenario de un tramo de cauce que discurra a través de varias subcuencas (Olivera *et al.*, 2006).

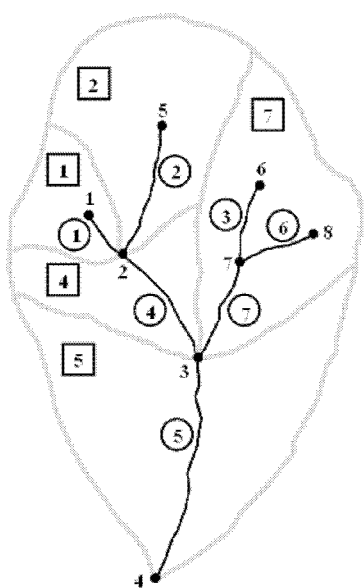


Figura 4.10. Ejemplo de cuenca vectorizada en la que se muestran: subcuencas; segmentos y nodos, así como los identificadores numéricos asignados a cada elemento hidrológico. La cuenca Nº 7 contiene los segmentos (tramos de canal) Nº 3, Nº 6 y Nº 7, como resultado de la unión de las subcuencas Nº 3, Nº 6 y Nº 7. El identificador asignado a esta subcuenca es el del segmento cuyo nodo de finalización coincide con el desagüe de la subcuenca resultante de la unión antedicha (Olivera, 2001).

Este proceso de vectorización finaliza con el establecimiento de las relaciones espaciales existentes entre los tramos de cauce (segmentos en el modelo de datos vectorial) que definen la red de drenaje. Para ello, en cada uno de estos tramos se identifica el nodo de inicio (nodo de aguas arriba) y el nodo de finalización (nodo de aguas abajo). El modelo topológico enunciado se define de modo que el nodo de finalización de un segmento corresponde a la vez con el nodo de inicio del tramo que se encuentra inmediatamente aguas abajo. Las relaciones espaciales entre tramos así establecidas, permiten que dos segmentos puedan compartir sus nodos de finalización, pero nunca los nodos de inicio respectivos. Seguidamente, a cada uno de los nodos que forman la red se les asigna consecutivamente un identificador numérico, que se define de modo aleatorio. La información relativa a estos nodos se recoge en la tabla de atributos conectada al modelo vectorial de red de drenaje, creándose a tal efecto dos campos adicionales, que almacenan los

indicadores definitorios de los nodos de inicio y finalización de cada segmento (Olivera *et al.*, 2006).

➤ Análisis topológico

La definición de las relaciones espaciales existentes entre los elementos que forman el sistema hidrológico, se lleva a cabo estableciendo cuál es el elemento hidrológico que se encuentra inmediatamente aguas abajo de cada uno de los elementos que definen el sistema. En este proceso no se introduce ninguna componente de ambigüedad, dado que el esquema hidrológico en el que se basa el modelo permite definir para cada elemento hidrológico (subcuencas, tramos, confluencias.....) un único elemento aguas abajo (Olivera *et al.*, 2001).

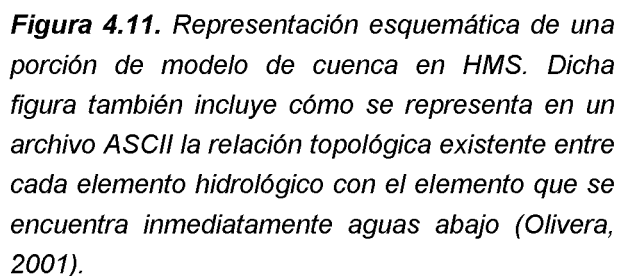
Antes de establecer las relaciones espaciales existentes entre los distintos elementos, hay que eliminar del modelo vectorial de red de drenaje los segmentos 'falsos', entendiendo por tales aquéllos que no transportan agua procedente de un elemento situado aguas arriba y que, por tanto, no son funcionales desde un punto de vista hidrológico. Existen dos etapas para eliminar del sistema estos segmentos. La primera consiste en buscar las subcuencas que presenten más de un tramo de canal. En tales casos, se borrarán todos los segmentos que no sean operativos dejando únicamente el que sea hidrológicamente funcional. Para ello, en la tabla de atributos conectada a la capa de segmentos, se buscará que cada tramo queda definido por un nodo de inicio y otro de finalización. Cuando éste no sea el caso, el segmento será retirado del modelo, salvo que la cuenca cuente con un único segmento, en cuyo caso habría que definir adecuadamente la topología del elemento. Una vez corregido el modelo, se pueden reconocer en el sistema nuevos segmentos 'falsos', que inicialmente no habían sido definidos como tales. Por tanto, el proceso anteriormente mencionado tendrá que ser repetido tantas veces como sea necesario, hasta conseguir que la red sea hidrológicamente continua. La segunda alternativa consiste en eliminar los segmentos de cabecera de cuenca, que carezcan de nodo de inicio. En relación con estas correcciones, conviene reseñar nuevamente que una cuenca puede tener dos o más segmentos plenamente operativos, como resultado de una operación vectorial de unión entre subcuencas (Olivera *et al.*, 2006).

Una vez eliminados los segmentos 'falsos' de la red, se procede a establecer la topología entre elementos hidrológicos. Así, se tiene que (Olivera *et al.*, 2006):

- Confluencias; Se definen en los nodos de inicio de los segmentos.
- Sumideros; Únicamente se identifican en los nodos de finalización de los segmentos.
- Subcuencas; Se establecen en los polígonos que las definen.
- Tramos; Se definen en los segmentos hidrológicamente operativos.

Del análisis topológico desarrollado, se derivan tres bases de datos espaciales: una de puntos, para confluencias y sumideros; otra de líneas, para los tramos; mientras que la restante viene dada por los polígonos representativos de las subcuencas. Las dos últimas, se basan en las bases de datos obtenidas durante el proceso de vectorización de los tramos de cauce y subcuencas definidos en el dominio 'raster'. Seguidamente, se asigna consecutivamente (empezando desde la cabecera de la cuenca) un identificador numérico a todos los elementos hidrológicos sin tener en cuenta su categoría (confluencias, sumideros, tramos, subcuencas...). Igualmente, en las tablas de atributos de las tres bases de datos se añade un campo adicional, en el que en cada registro se recoge el identificador numérico del elemento hidrológico de aguas abajo. Así, para los elementos hidrológicos que se sitúan aguas abajo de un sumidero, se utiliza como identificador un valor predefinido (p.e. 0), que no ha sido utilizado para ningún otro elemento. Para el caso concreto de las confluencias, el identificador del elemento de aguas abajo viene dado por el valor del tramo en el que la confluencia se encuentra (nodo de aguas arriba). El elemento hidrológico de aguas abajo de una subcuenca, queda definido con el valor que identifica la confluencia que coincide con el nodo de aguas abajo del segmento, que tiene igual identificador numérico que dicha subcuenca (sin tener en cuenta si el segmento en cuestión es 'falso' o no). Para los tramos, el identificador del elemento de aguas abajo viene dado por el valor asignado a la confluencia, que coincide con su nodo de aguas abajo. Obsérvese que este análisis topológico se basa en los datos almacenados en las tablas de atributos, y no en un análisis espacial que, por otro lado, en algunos casos se ha probado que es de realización más compleja, a la vez que los resultados obtenidos llevan a interpretaciones ambiguas (Olivera *et al.*, 2006).

El proceso descrito finaliza transfiriendo la información almacenada en las tablas creadas (subcuencas, tramos, confluencias/sumideros) a un archivo ASCII, de acuerdo con un formato específico. Este archivo constituye el modelo de cuenca,



consideración de diferentes escenarios, se dispone de suficiente flexibilidad para desarrollar el modelo con rigor.

Tabla 4.1. *Métodos disponibles en HEC-HMS* para evaluar el proceso lluvia-escorrentía (USACE, 2000).*

Precipitación	Abstracciones iniciales	Escorrentía	Propagación y laminación
Hietograma (real ó sintético)	Función de pérdidas inicial y constante	Onda cinemática y/o Muskingum-Cunge	Desfase simple
Ponderación de estaciones de lluvia	Green & Ampt	Hidrograma unitario	Onda cinemática
Inverso de la distancia	Método del número de curva (SCS)	Hidrograma unitario (SCS)	Puls modificado
Precipitación distribuida (grid)	Función de pérdidas déficit y constante	Hidrograma unitario (Clark)	Muskingum
Hietograma sintético para una lluvia de periodo de retorno T	Valoración de la humedad del suelo	Hidrograma unitario (Snyder)	Muskingum-Cunge 8-puntos
Hietograma sintético (SCS)			Muskingum-Cunge estándar
Tormenta de proyecto estándar (aplicable en cuencas de EEUU)			

*Igualmente, en HEC-HMS se dispone de métodos para estimar la evapotranspiración y el caudal de base. Sin embargo, éstos no se han incluido en la tabla dado que, generalmente, se suelen obviar en el análisis de avenidas relámpago.

Tabla 4.2. *Calibración del modelo. Funciones objetivo y métodos de búsqueda (USACE, 2000).*

Funciones objetivo	Métodos de búsqueda
Error medio cuadrático ponderado según el caudal medio	
Suma de los residuos al cuadrado	Método del gradiente univariante
Suma de los residuos absolutos	Método de Nelder & Mead
Porcentaje de error en el caudal punta	
Porcentaje de error en el volumen de flujo	

4.2.2.3.3. Evaluación de las abstracciones iniciales, caudal de base, hidrograma de escorrentía, propagación y laminación del hidrograma

➤ Abstracciones iniciales

Para la evaluación de esta componente del ciclo hidrológico, se implementó el método del número de curva (SCS, 1972; Moore, 1985; Schaake *et al.*, 1996). El método considera que un aguacero puede ser desagregado en dos componentes: por un lado, las abstracciones iniciales (intercepción, infiltración, almacenamiento en superficie), que tienen lugar antes de que se supere el umbral de escorrentía; por el otro, pérdidas por infiltración una vez se ha generado la escorrentía superficial. La relación existente entre el aguacero, el volumen de escorrentía generado por el mismo y las abstracciones iniciales, se puede determinar mediante la siguiente expresión:

$$Q = \frac{(P - I_a)^2}{P - I_a + S} \quad [4.11]$$

donde: Q es la escorrentía generada por el aguacero (mm); P es la precipitación del aguacero en (mm); I_a son las abstracciones iniciales (mm); S es la diferencia potencial máxima existente entre P y Q cuando se genera la escorrentía. Empíricamente se ha demostrado que la relación existente entre I_a y S es:

$$I_a = 0,2 \cdot S \quad [4.12]$$

Sustituyendo la ecuación [4.13] en [4.12], se tiene que:

$$Q = \frac{(P - 0,2 \cdot S)^2}{P + 0,8 \cdot S} \quad \text{Si } P > 0,2 \cdot S \quad [4.13]$$

$$Q = 0 \quad \text{Si } P \leq 0,2 \cdot S \quad [4.14]$$

En la que S se define en función del número de curva NC , mediante la ecuación:

$$S = \frac{25.400 - 254NC}{NC} \quad [4.15]$$

En esta investigación se ha implementado la variante metodológica desarrollada por la Dirección General de Carreteras (MOPU, 1990).

➤ Caudal de base

Para desagregar la porción de hidrograma que corresponde al caudal de base, se ha utilizado el modelo de recesión exponencial (Chow *et al.*, 1988), que queda definido mediante la expresión:

$$Q_t = Q_0^{k^t} \quad [4.16]$$

donde: Q_0 es el caudal de base en el instante $t=0$; y k es la constante exponencial de recesión.

➤ Generación del hidrograma de escorrentía

La estimación del volumen de escorrentía derivado de la simulación hidrológica realizada, se llevó a cabo mediante el método del hidrograma unitario de Clark. El método de Clark (Clark, 1945) utiliza el concepto de hidrograma unitario instantáneo, para definir un hidrograma unitario de cuenca que no esté ligado a una determinada duración de lluvia neta. El modelo representa la transformación de la lluvia en escorrentía, simulando los procesos:

- ✓ Traslación de la escorrentía a través de la cuenca y hasta su desagüe.
- ✓ Atenuación, o laminación de la onda de avenida por almacenamiento en la cuenca.

La aplicación del hidrograma unitario de Clark requiere de la estimación de los parámetros: a) coeficiente de almacenamiento; b) tiempo de concentración. Mediante estos parámetros se establece la relación área-tiempo (isócrona), que en HEC-HMS viene dada por la ecuación:

$$\frac{A_t}{A} = \left\{ 1,414 \cdot \left(\frac{t}{t_c} \right)^{1,5} \text{ para } t \leq \frac{t_c}{2} \quad \text{ó} \quad 1 - 1,414 \cdot \left(1 - \frac{t}{t_c} \right)^{1,5} \text{ para } t \geq \frac{t_c}{2} \right\} \quad [4.17]$$

donde: A_t es el área acumulada en un punto de la cuenca que contribuye a la escorrentía en el tiempo t ; A es el área de la cuenca; t_c es el tiempo de concentración. El tiempo de concentración puede estimarse mediante calibración, o bien haciendo uso de las fórmulas existentes para tal fin (USDA, 1986; MOPU, 1990). En este trabajo, el tiempo de concentración se ha determinado mediante la fórmula establecida por el MOPU (1990), habiéndose ajustado su valor mediante calibración. Esta ecuación queda definida por:

$$t_c = 0,3 \cdot \left\{ \left(\frac{L}{J^{1/4}} \right)^{0,76} \right\} \quad [4.18]$$

donde: t_c es el tiempo de concentración en horas; L es la longitud del cauce principal [km]; y J es la pendiente media del cauce principal [m/m].

Por su parte, el coeficiente de almacenamiento representa un índice de almacenamiento temporal de la lluvia efectiva en la cuenca. Este coeficiente puede estimarse definiendo el caudal en el punto de inflexión del flanco descendente del hidrograma y, seguidamente, dividiendo esta medida por la pendiente media (cambiada de signo). No obstante, en este caso el valor de este parámetro fue aproximado multiplicando el tiempo de concentración, T_c , por 0,6 (Akan & Houghtalen, 2003), ajustándose a continuación el valor resultante mediante calibración.

➤ Propagación y laminación del hidrograma de escorrentía

La propagación de la onda de avenida fue simulada mediante el método de Muskingum (USACE, 1969). Este método asume, mediante los parámetros k y x , una relación lineal entre el volumen almacenado en el tramo y los caudales entrantes y salientes.

El parámetro x es adimensional y varía entre 0 y 0,5. Para el primer caso, el volumen almacenado es únicamente función del caudal de salida, produciéndose el máximo efecto de laminación, mientras que con un valor de 0,5 tiene lugar una

simple traslación de la onda sin ninguna variación en la punta. El valor del parámetro x se obtuvo mediante calibración, aunque su valor se aproximó sobre la base del análisis de las características morfométricas de los cauces.

Por su parte, el parámetro k , con dimensiones de tiempo, determina el tiempo de viaje de la onda a lo largo del tramo. Con el fin de asegurar la estabilidad de cálculo, la longitud de los tramos (relacionada con k) y el incremento de tiempo de cálculo, Δt , deben cumplir la relación siguiente:

$$\frac{1}{2(1-x)} \leq \frac{k}{\Delta t} \leq \frac{1}{2x} \quad [4.19]$$

El valor de k responde a la expresión siguiente: $k = L/C$, donde: L es la longitud del tramo; y C la celeridad de la onda. Por su parte, el término C de la expresión anterior puede obtenerse aplicando fórmulas empíricas ($C=L/T_v$ para $T_v= 0,64*T_c$).

4.2.2.3.4. Modelo meteorológico

Para la definición de los hietogramas sintéticos de la cuenca se ha utilizado la técnica de interpolación del inverso al cuadrado de la distancia. Este método requiere de la definición de un peso por el que es multiplicada cada una de las ordenadas que definen los hietogramas. Dicho peso es función de la distancia existente entre cada uno de los centroides de las subcuencas y los puntos donde aparecen situados los pluviómetros (*Figura 4.12*), definiéndose a partir de la expresión matemática siguiente:

$$W_C = \frac{\frac{1}{d_C^2}}{\frac{1}{d_C^2} + \frac{1}{d_D^2} + \frac{1}{d_E^2} + \frac{1}{d_A^2}} \quad [4.20]$$

donde: W_C es el peso asignado a la estación C ; d_C es la distancia del centroide de la subcuenca a la estación C ; d_D es la distancia del centroide a la estación D ; d_E es la distancia del centroide a la estación E . Los pesos para las estaciones D , E y A se calculan de igual modo.

Una vez definidos los pesos, el valor de precipitación para cada uno de los intervalos en que ha sido discretizado el hietograma viene dado por:

$$P_{centroide} = W_A P_A(t) + W_B P_B(t) + W_C P_C(t) + W_D P_D(t) \quad [4.21]$$

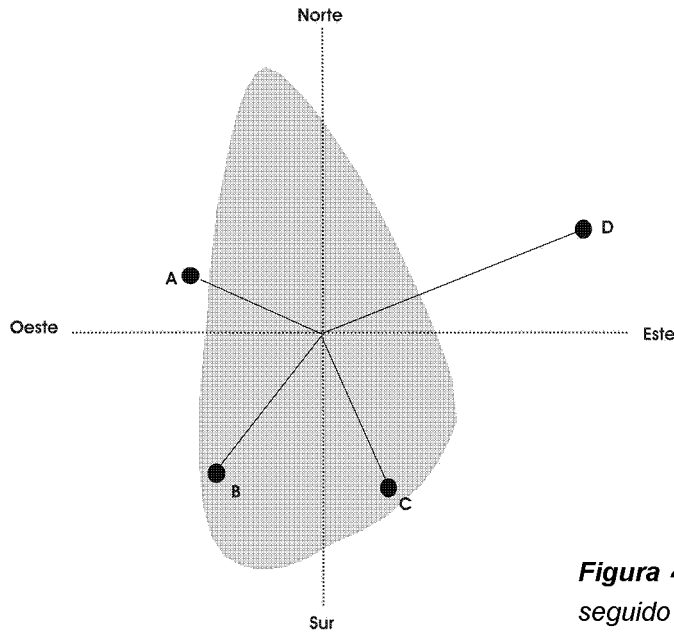


Figura 4.12. Modelo meteorológico conceptual seguido (USACE, 2000).

4.2.2.3.5. Especificaciones de control

En este componente de HEC-HMS se determina la duración del modelo hidrológico, así como el intervalo temporal en el que va a quedar discretizado el hidrograma simulado.

4.2.2.3.6. Calibración del modelo

La calibración del modelo hidrológico busca el óptimo de cada uno de los valores de los parámetros que definen éste, de modo que los hidrogramas observado y simulado se parezcan lo más posible. Las diferencias existentes entre ambos vienen dadas por la calidad de los datos disponibles, así como por las simplificaciones y errores inherentes a la estructura del modelo. El proceso se da por bueno cuando se consigue la optimización de diferentes aspectos que miden la respuesta hidrológica ante un evento de lluvia (Madsen, 2000). Así: a) debe existir

similitud entre los volúmenes de escorrentía observado y simulado; b) los caudales punta observados y simulados tienen que parecerse lo máximo posible; c) debe existir sintonía en la forma que presentan los hidrogramas. Igualmente, debe darse un equilibrio entre las tres consideraciones anteriormente enunciadas. Así, durante el proceso de calibración se pueden definir parámetros que proporcionan similitud estadística entre los volúmenes observado y simulado mientras que, por el contrario, la bondad de ajuste entre los hidrogramas y los caudales punta no es estadísticamente significativa.

El cumplimiento de estos criterios de calibración se puede conseguir utilizando rutinas automáticas, que se basan en el uso de funciones objetivo (Yapo *et al.*, 1998; Madsen, 2000) y algoritmos de optimización. Para el caso que nos ocupa, se han aplicado las funciones objetivo que aparecen recogidas en la *Tabla 4.3*. Por otro lado, los algoritmos de optimización pueden categorizarse en métodos de búsqueda ‘globales’ y ‘locales’. A su vez, los algoritmos de búsqueda ‘globales’ pueden clasificarse en métodos directos (Nelder & Mead, 1965) y métodos basados en el gradiente. Los primeros, únicamente hacen uso del valor definido por la función objetivo, mientras que los segundos junto con dicho valor, también utilizan la información relativa al gradiente. Entre los métodos basados en el gradiente, destacan: a) el método de la dirección de máxima pendiente (en sentido descendente); b) aproximaciones al método de Newton (algoritmo de Gauss-Marguardt) (USACE, 2000).

En general, los modelos hidrológicos agregados pueden tener numerosos óptimos locales (Duan *et al.*, 1992). Como resultado, los métodos de búsqueda locales no son apropiados para evaluar la calidad de este tipo de modelos, ya que la estimación del óptimo dependerá del punto en que se inicie la búsqueda. Por tanto, para calibrar modelos agregados en los que las funciones objetivo son de carácter multimodal, se deben implementar métodos de búsqueda globales (Madsen, 2000). En este estudio, aunque se desarrolló un modelo hidrológico semidistribuido, se optó por utilizar el algoritmo de Nelder & Mead (método de búsqueda global), al utilizarse valores medios para los parámetros que constituyen el modelo.

Los métodos de búsqueda estiman los valores óptimos para cada uno de los parámetros, pero no determinan qué parámetros explican un porcentaje mayor de la varianza de la solución final. Por este motivo, el proceso de calibración

automática finaliza con un análisis de sensibilidad de los parámetros respecto de la función objetivo. Dicho análisis, consiste en definir el porcentaje de cambio de cada uno de los parámetros respecto de la función objetivo, al incrementarse en un 1% el valor óptimo de cada uno de los parámetros objeto de calibración.

Tabla 4.3. Funciones objetivo utilizadas.

Criterio	Ecuación	Dominio de aplicación	Óptimo
Raíz del error medio cuadrado ponderada por el caudal punta y el caudal medio	$Z = \sqrt{\frac{\sum_{t=1}^n (Q_o(t) - Q_s(t))^2 \frac{Q_o(t) + Q_A}{2Q_A}}{n}}$ $Q_A = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^n Q_o$	$[0; +\infty[$	0
Suma de los errores al cuadrado	$Z = \sum_{t=1}^n (Q_o(t) - Q_s(t))^2$	$[0; +\infty[$	0
Suma de los errores absolutos	$Z = \sum_{t=1}^n Q_o(t) - Q_s(t) $	$[0; +\infty[$	0
Porcentaje de error en el caudal punta	$Z = 100 \left \frac{q_o(punta) - q_s(punta)}{q_o(punta)} \right $	$[0; +\infty[$	0
Porcentaje de error en el volumen	$Z = 100 \left \frac{V_o - V_s}{V_o} \right $	$[0; +\infty[$	0

Z es la función objetivo

$Q_o(t)$ es el caudal observado en el instante t

$Q_s(t)$ es el caudal simulado en el instante t

Q_A es el caudal medio observado

$Q_o(punta)$ es el caudal punta del hidrograma observado

$Q_s(punta)$ es el caudal punta del hidrograma simulado

V_o es el volumen observado

V_s es el volumen simulado

4.2.2.4. Caracterización del evento de lluvia que desencadenó la avenida de derrubios de 18 de diciembre de 1997

Una vez determinada, sobre la base del método desarrollado en la sección 4.2.2.1, la precipitación umbral desencadenante (precipitaciones en 24 horas), se procede a estimar la lluvia para periodos temporales inferiores al diario. Para ello, se pueden desarrollar el método de las curvas Intensidad-Duración (MOPU, 1990; de Salas, 2004).

En este método, la lluvia correspondiente a las distintas duraciones se obtiene a partir de las curvas mencionadas, siendo éstas función de la lluvia diaria (P_d), tal como queda expresado en la siguiente ecuación:

$$\frac{I_t}{I_d} = \left(\frac{I_1}{I_d} \right)^{\frac{28^{0,1} - t^{0,1}}{28^{0,1} - 1}} \quad [4.22]$$

donde: I_t [mm/h] es la intensidad media correspondiente al intervalo de duración t deseado; I_d [mm/h] es la intensidad media horaria ($P_d/24$), considerando un evento de duración diaria resultado de un periodo de retorno dado; P_d [mm/h] es la precipitación total diaria correspondiente a dicho periodo de retorno; I_1/I_d es el cociente entre la intensidad horaria y la diaria; t [h] es la duración a la que se refiere I_t .

La caracterización de la función que define estas curvas, se lleva a cabo mediante el parámetro I_1/I_d , cociente entre la intensidad horaria y la diaria, que ha sido regionalizado a nivel nacional. Así, surge el mapa de isolíneas I_1/I_d de la España peninsular (Témez, 1987). Tomando el valor del parámetro I_1/I_d correspondiente a una región dada, y empleando la ecuación [4.22], puede estimarse la intensidad media correspondiente al intervalo de duración t considerado. Los valores de intensidad se recalculan para una duración de 28 horas, intervalo en el cual confluyen todas las curvas de intensidad-duración correspondientes a los diferentes periodos de retorno. Por ello, los valores de precipitación que originalmente corresponden a 24 horas deben corregirse multiplicándolos por 1,17. Asimismo, el desarrollo del método requiere del establecimiento de la forma característica del hietograma. De acuerdo con NERC (1975), la distribución temporal de numerosas tormentas parece mostrar las pautas siguientes: a) se producen unas variaciones muy importantes de unos episodios lluviosos a otros; b) las variaciones son sensiblemente menores respecto a la duración, el periodo de retorno, o el tamaño de la tormenta; c) no existen importantes diferencias entre los resultados puntuales y los areales.

5. EVOLUCIÓN EN EL GRADO DE CALIDAD EDÁFICA Y SU RELACIÓN CON LOS PROCESOS HIDROLÓGICOS

5. EVOLUCIÓN EN EL GRADO DE CALIDAD EDÁFICA Y SU RELACIÓN CON LOS PROCESOS HIDROLÓGICOS

El proceso de formación y evolución de un suelo depende de condicionantes físicos, químicos, biológicos, hidrológicos y temporales. Junto con los anteriores, la geomorfología juega un papel fundamental, al tratarse de una herramienta que hace posible una adecuada compresión de los procesos activos que dan lugar a la génesis de los suelos, así como a la distribución espacial de los mismos.

Dentro del contexto espacial de cuenca, las laderas juegan un papel fundamental como áreas fuente y sumideros temporales para el agua y los nutrientes, de manera que la redistribución espacial de éstos en el conjunto de formas del terreno depende de la dinámica hidrológica existente en el suelo edáfico (Mosley, 1979; Pearce *et al.*, 1986; Tsukamoto & Ohta, 1988; Wilson *et al.*, 1990; McDonell *et al.*, 1991; Peters *et al.*, 1995; Sidle *et al.*, 1995; Tani, 1997; Sidle *et al.*, 2000).

En suelos poco potentes, tales como los formados en áreas previamente restauradas, la escorrentía puede tener lugar a favor de zonas saturadas de permanencia temporal limitada. Éstas se sitúan sobre un nivel relativamente impermeable, generalmente ubicado en la base del perfil edáfico. En este marco el flujo tiene lugar, bien a favor del límite que separa el suelo del sustrato, bien aprovechando un nivel superficial de menor permeabilidad, como resultado de un aumento hacia techo en el espesor del perfil de saturación (Wilson *et al.*, 1989, 1990; Chappell *et al.*, 1990; Mulholland *et al.*, 1990; Jenkins *et al.*, 1994). Precisamente, en este concepto se basan algunos de los modelos más significativos sobre simulación de la dinámica hidrológica subsuperficial, tales como TOPMODEL (Beven & Kirkby, 1979) y TOPOG (O' Loughlin, 1986).

Por otro lado, la saturación del suelo edáfico también se puede producir desde su techo hacia la base, de manera que el flujo se produce en el límite definido entre el horizonte orgánico y el horizonte mineral infrayacente. Este proceso es resultado de las diferencias existentes en la distribución de conductividades hidráulicas saturadas entre ambos horizontes, dando lugar a un proceso de generación de escorrentía subsuperficial que algunos autores han descrito como pseudo-hortoniano (McDonell *et al.*, 1991). Este mecanismo de generación de escorrentía es relevante en áreas de clima húmedo, especialmente si el contenido en humedad antecedente es significativo (Noguchi *et al.*, 1999; Sidle *et al.*, 2001). Por

el contrario, en zonas de clima árido o semiárido este mecanismo es poco relevante (Sidle *et al.*, 1995; Noguchi *et al.*, 2001). Con todo, en estas áreas se puede generar un mecanismo de producción de escorrentía alternativo al anteriormente descrito. Éste está en relación con la existencia de una capa hidrofóbica cerca de la base del horizonte orgánico, de manera que a favor de ella circula la escorrentía (Sevink *et al.*, 1989; Brown *et al.*, 1999).

5.1. EVALUACIÓN DE LA CALIDAD EDÁFICA

5.1.1. Concepto de calidad edáfica

El concepto de calidad edáfica se puede subdividir en dos: calidad inherente y calidad dinámica (USDA, 2001). Características del suelo como textura, composición mineralógica, etc., son propiedades inherentes al mismo, quedando determinadas por los condicionantes que dan lugar a su génesis: a) clima; b) topografía; c) vegetación; d) roca madre; e) tiempo transcurrido, etc. De este modo, la acción integrada de todos ellos condiciona la calidad inherente que presenta el suelo. Como ejemplo, un suelo de textura limo-arenosa posee una calidad inherente superior a la de un suelo arenoso, pues tiene una capacidad superior para retener agua. Por otro lado, el concepto de calidad dinámica hace referencia al cambio que experimentan las propiedades del suelo como resultado de la acción que ejerce el hombre sobre el medio.

La calidad de un suelo natural, o en su defecto poco modificado por la actividad antrópica, se determina en función de su capacidad para cumplir con las funciones que le corresponden como compartimento ambiental de un ecosistema, así como estableciendo los cambios que tienen lugar en dicha capacidad en respuesta a un estrés natural o inducido, o a una práctica de conservación relacionada con un uso antrópico dado. Son tres las funciones edáficas básicas que debe cumplir un suelo: a) mantener la actividad, diversidad y productividad biológica; b) regular el flujo de agua y nutrientes; c) almacenar y posibilitar el ciclo de los nutrientes (Karlen *et al.*, 1997).

5.1.2. Síntesis de las metodologías existentes

La evaluación de la calidad de un suelo se basa en el análisis espacio-temporal de distintas propiedades de tipo físico, químico y biológico que determinan su funcionalidad ecológica (Corwin *et al.*, 2006). Existe una amplia gama de métodos

que permiten llevar a cabo esta evaluación espacio-temporal. Así, se pueden utilizar técnicas geofísicas basadas en tecnología radar, fotointerpretación, análisis de imágenes multi e hiperspectrales, reflectometría, análisis de la conductividad eléctrica aparente de un suelo, etc. Precisamente, de todos los métodos citados, el enunciado en último lugar es el más comúnmente utilizado para evaluar la calidad de un suelo (Corwin & Lesch, 2005). Junto con las anteriormente mencionadas, otra aproximación metodológica profusamente utilizada es la basada en el análisis estadístico y geoestadístico de datos, relativos a parámetros del suelo indicadores de su calidad, que se obtienen tras un muestreo sistemático durante un número mínimo de años (Martín-Duque *et al.*, 1998; Sun *et al.*, 2003).

5.1.3. Metodologías, técnicas y herramientas utilizadas en el escenario planteado

5.1.3.1. Uso de geoindicadores para evaluar la calidad edáfica

El grado de calidad edáfica determina el modo en que se van a desarrollar distintos procesos ecológicos, incluyendo entre ellos a: 1) la interceptación, almacenamiento y redistribución del agua; 2) el crecimiento de las plantas, 3) los ciclos de los nutrientes. Igualmente, este factor condiciona: a) la diversidad ecológica existente; b) el grado de erosión; c) la escorrentía; d) la asimilación del carbono; e) los cambios en la vegetación; f) la 'salud' del ecosistema, *health*, en literatura anglosajona. Se dice que un suelo presenta un estado de calidad óptimo, cuando están en equilibrio el suelo, la vegetación, así como los procesos ecológicos actuantes (NRC, 1994).

La imposibilidad de medir detalladamente cada variable relacionada con el sistema edáfico, justifica la utilización de geoindicadores o índices, que permitan fijar de una manera simple la dirección que toman ciertos cambios (dinámica del sistema) (Karr, 1992). Como norma, se requiere del análisis de varios de estos geoindicadores para determinar la calidad edáfica. El uso de geoindicadores hace posible la determinación de este factor, sobre la base de las propiedades biológicas, físicas y químicas del suelo, así como de otras características generalmente cuantificables, que junto con las anteriores permiten caracterizar los cambios que se están produciendo (USDA, 2001). En general, la utilidad de un indicador de calidad edáfica dado es función de: a) la facilidad que presente para ser medido; b) su aptitud para reconocer cambios en las funciones de un suelo; c)

que sea estimado en un periodo de tiempo razonable; d) que sea aplicable en el mayor número de circunstancias posible; e) que sea sensible a las variaciones climáticas y a la modificación en las prácticas de conservación; f) que sea representativo de las propiedades físicas, biológicas, o químicas del suelo; g) que sea evaluable mediante métodos cualitativos y/o cuantitativos (USDA, 2001).

La validez de los geoindicadores como elementos que hacen posible la evaluación de la calidad edáfica radica en que permiten: a) dirigir los esfuerzos de conservación al mantenimiento y mejora de la condición del suelo; b) evaluar la idoneidad, si se da el caso, de las prácticas de conservación existentes, así como de las técnicas utilizadas en las mismas; c) relacionar la calidad del suelo con el uso o usos del suelo presentes; d) recopilar la información necesaria para establecer tendencias en la calidad del suelo, tanto a nivel espacial como temporal (Romig *et al.*, 1995).

Los geoindicadores utilizados normalmente para determinar la calidad de un suelo, se categorizan en cuatro grupos: a) visuales; b) físicos; c) químicos; d) biológicos (USDA, 2001). Los primeros, se definen a partir de observaciones directas realizadas en el emplazamiento y/o de la fotointerpretación. Como ejemplos, se pueden dar: a) la degradación e incluso desaparición del horizonte A; b) los cambios de color en los horizontes del suelo; c) formación de surcos (*rills*) y/o regueros (*gullies*); d) existencia de drenaje deficiente, que da lugar a encharcamientos; e) alta susceptibilidad a la formación de la escorrentía. Por su parte, los geoindicadores físicos definen cómo están ordenadas las partículas sólidas, así como los poros que forman el suelo (propiedades de estado), aspecto éste que determina, entre otros aspectos, si el suelo limita el crecimiento de las raíces, así como caracterizar cómo se desarrolla el proceso de la infiltración. Los geoindicadores de índole física utilizados con más frecuencia son: a) densidad aparente; b) porosidad; c) textura; d) encostramiento; e) grado de compactación. La condición química del suelo afecta a las relaciones planta-suelo. Igualmente, determina la calidad del agua, la disponibilidad que tienen las plantas de agua y nutrientes, así como la susceptibilidad del suelo a formar costras en superficie. Los geoindicadores más comúnmente utilizados son: a) el pH; b) el porcentaje de materia orgánica; c) el porcentaje de fósforo, nitrógeno y nitratos; d) la capacidad de intercambio catiónico.... Finalmente, en lo que a los geoindicadores biológicos se refiere, se parte de los inventarios de micro y macroorganismos (lombrices, nematodos, termitas). Seguidamente, se determina la actividad o bioproductos

derivadas de éstos, así como la tasa de respiración, al tratarse este último de un indicador de actividad microbiana. Además, también conviene estimar las tasas de descomposición de los residuos vegetales, caracterizar la variabilidad botánica existente, así como definir las poblaciones de microorganismos patógenos presentes.

La selección de los geoindicadores a utilizar para evaluar la calidad de un suelo dado (*Tabla 5.1*), se basa en los usos del suelo implantados en el área objeto de estudio, así como en la definición de la relación existente entre el indicador y la función del suelo que se está evaluando. Igualmente, conviene que la medida sea fácil de realizar y el resultado obtenido fiable. A este respecto, resulta altamente recomendable llevar a cabo un análisis de sensibilidad de los geoindicadores seleccionados. Se trata de determinar qué geoindicadores de los elegidos explican en mayor medida cómo evoluciona la calidad de un suelo. A este respecto, el contenido en materia orgánica es un indicador ampliamente utilizado, pues proporciona información sobre un amplio rango de propiedades, tales como: a) fertilidad; b) estructura; c) estabilidad de los agregados; d) retención de nutrientes. Igualmente, la profundidad que alcanzan las raíces aporta información acerca de la densidad aparente y el grado de compactación que presenta el suelo (Romig *et al.*, 1995).

La evaluación de la calidad de un suelo tiene como objetivo básico la detección de tendencias, para lo cual es imprescindible llevar a cabo muestreos con sus correspondientes analíticas a lo largo de períodos temporales comprendidos entre uno y diez años (USDA, 2001). Por tanto, es básico que los geoindicadores elegidos marquen evoluciones claras durante el periodo temporal estudiado, al objeto de llegar a conclusiones relevantes en relación al estado de calidad del suelo y como resultado de éstas poder corregir los posibles estados evolutivos de degradación, que en casos extremos pueden llegar a ser irreversibles. La interpretación correcta de las medidas obtenidas de cada indicador, obliga a discernir con rigurosidad entre la existencia de tendencias en la calidad de un suelo, de aquellos otros cambios que por un motivo u otro tengan lugar de forma periódica. En otro orden de cosas, las circunstancias que determinan los procesos de formación y evolución de un suelo hasta su condición actual son únicos. Por tanto, sus características físicas, composición química y actividad biológica actuales son las mejores posibles para esas condiciones particulares de formación y evolución. Otras tipologías de efectos actuantes, generarían una

condición distinta, aunque siempre la mejor posible para esas circunstancias específicas de formación y evolución (Warkenting, 1995).

Tabla 5.1. Evaluación de la calidad del suelo mediante el uso de 'geoindicadores'. Modificado de Doran et al., 1996; Larson & Pierce, 1993; Seybold et al., 1998.

Indicador	Relación con la calidad del suelo
<u>FÍSICOS</u>	
Estructura del suelo	Capacidad para retener y transportar agua y nutrientes, microhabitat, erosión
Profundidad del perfil edáfico y de las raíces	Estimación del potencial de productividad ecológica, compactación.
Infiltración y densidad aparente	Movimiento del agua a través del perfil edáfico, porosidad
Capacidad para retener agua	Almacenamiento de agua y disponibilidad
<u>QUÍMICOS</u>	
Contenido en materia orgánica	Fertilidad del suelo, estructura, estabilidad, retención de nutrientes, erosión, capacidad de disponibilidad de agua
PH	Actividad biológica y disponibilidad de nutrientes
Conductividad eléctrica	Crecimiento de las plantas, actividad microbiana, tolerancia a la sal
Nitrógeno, fósforo, nitrógeno	Disponibilidad de nutrientes por las plantas, potencial para la pérdida de nitrógeno y fósforo
<u>BIOLÓGICOS</u>	
Carbono de biomasa microbiana y nitrógeno	Potencial catalítico microbiano y almacén para nitrógeno y carbono
Nitrógeno potencialmente mineralizable	Productividad de suelo y potencial de aporte de nitrógeno
Respiración edáfica	Medida de actividad microbiana

5.1.3.1.1. Medida de la erosión y/o acreción superficial. Agujas de erosión

Las agujas de erosión (también llamadas varillas, clavos, piquetas y estacas) son unos instrumentos que se emplean en diferentes tipos de monitorizaciones de procesos geomorfológicos activos, entre los que destaca el seguimiento de la evolución microtopográfica de la superficie del suelo, en particular para evaluación de la erosión y/o acreción superficial (hídrica o eólica) de suelo o regolito. También se ha empleado con profusión en el seguimiento de los procesos periglaciares (como empuje de helada y gelisolifluxión), glaciares, litorales y eólicos; y en el estudio de evaluación de laderas y micropedimentos. Con esta finalidad se han instalado este tipo de agujas, dispuestas en mallas regulares, en líneas y transectos, o de forma dispersa, en infinidad de parcelas de control, taludes artificiales, escombreras y terraplenes, microcuencas experimentales, orillas y bancos de barrancos y arroyos (Díez, 2005a).

La utilización de agujas de erosión constituye una técnica simple y efectiva de medir pequeños cambios en la altitud de la superficie del terreno, permitiendo estimar tanto tasas de erosión como de acreción. No obstante, los cambios en la altitud medidos también pueden obedecer a expansiones y contracciones del suelo derivadas de las propiedades físico-químicas del suelo, o a la actuación de procesos de meteorización, entre los que jugaría un papel relevante la presencia de arcillas expansivas y el levantamiento por helada (Sancho *et al.*, 1991). Este método consiste en introducir parcialmente en el suelo una red de agujas, midiendo individualizada y multitemporalmente la variación de la porción de la aguja que queda emergida fuera de la superficie del suelo.

Para la obtención de las medidas de rebajamiento o acreción mediante agujas de erosión, normalmente se han empleado calibradores, reglas graduadas o cintas métricas de tipo flexómetro, en ocasiones con ayuda de arandelas o haciendo varias medidas para conseguir valores promedio de la base de la aguja (superficie del suelo) (*Fotografías 5.1 y 5.2*). No obstante, estos aparatos y procedimientos de medida tienen numerosas fuentes de error, derivadas tanto del error intrínseco del aparato (no despreciable cuando las magnitudes medidas son de orden milimétrico), como del método de medida (que no tiene en cuenta el efecto microtopográfico de represa, pedestal u obstáculo de la propia aguja), o inherentes al observador. Además, en las laderas conviene fijar un criterio en la posición de la toma de medida (ladera arriba o ladera abajo), aunque algunos autores indican la

conveniencia de efectuar las dos medidas y obtener una media de las mismas, o medir en la normal de la dirección de máxima pendiente. En condiciones óptimas el error estimado por los investigadores está en torno a 1 mm (Sancho *et al.*, 1991). Por estos motivos, se hace necesario investigar en nuevos instrumentos y métodos de medida que hagan más objetivo y científico la medición de las agujas, con cuyos datos luego se interpretan infinidad de parámetros y variables geomorfológicas. A este respecto, el uso del acúmetro (Díez, 2005a) constituye un sencillo instrumento de utilidad para conseguir una mayor precisión y objetividad en la medida de las agujas de erosión.

➤ El acúmetro: instrumento para la medición de las agujas

El acúmetro consta de dos piezas (*Figura 5.1*):

- 1) Tubo cilíndrico recto y rígido, con un radio exterior de 10,0 mm y un radio interior de 8,2 mm y una longitud aproximada de 200 mm. Uno de los extremos tiene el tubo biselado a 45° hacia fuera, de modo que la sección interior queda afilada en un ángulo agudo. El otro extremo está cortado netamente en un plano ortogonal al desarrollo longitudinal del tubo.
- 2) Varilla cilíndrica recta y rígida, con un diámetro de 4,7 mm, su longitud debe ser exactamente la del tubo cilíndrico (200 mm), con los extremos cortados netamente en un plano ortogonal al desarrollo de la varilla. Adherida tiene una escala graduada de medición, que comienza con el valor 0 enrasando con uno de los extremos de la varilla; el otro enrasará con el 200 mm de la escala.

El instrumento se coloca listo para medir cuando se introduce la varilla 2) en el interior del tubo 1) situado en posición vertical, de modo que la boca biselada del tubo quede en la parte superior, coincidiendo con el extremo de la varilla con el cero de la escala graduada. Para evitar que la varilla deslice y caiga al suelo, con un dedo se obstruye la boca inferior. Para la medida de una aguja dada (*Figura 5.2*), se coloca el acúmetro sobre la misma en su vertical introduciendo la aguja en la boca inferior del tubo, y deslizándolo suavemente hacia abajo, de modo que cubra la parte emergida de la aguja, como resultado se desplazará la varilla hacia arriba dentro del tubo, una longitud equivalente a la que la aguja sobresalía

del suelo. Una vez apoyado el extremo inferior del tubo en la superficie del suelo (base de la aguja), se puede proceder a la medida de la lectura de la aguja simplemente mirando el valor con que enrasa el extremo superior del tubo (biselado y afilado), sobre la escala graduada de la varilla.



Fotografía 5.1. Medida de aguja mediante flexómetro.



Fotografía 5.2. Medida de aguja mediante calibrador invertido.

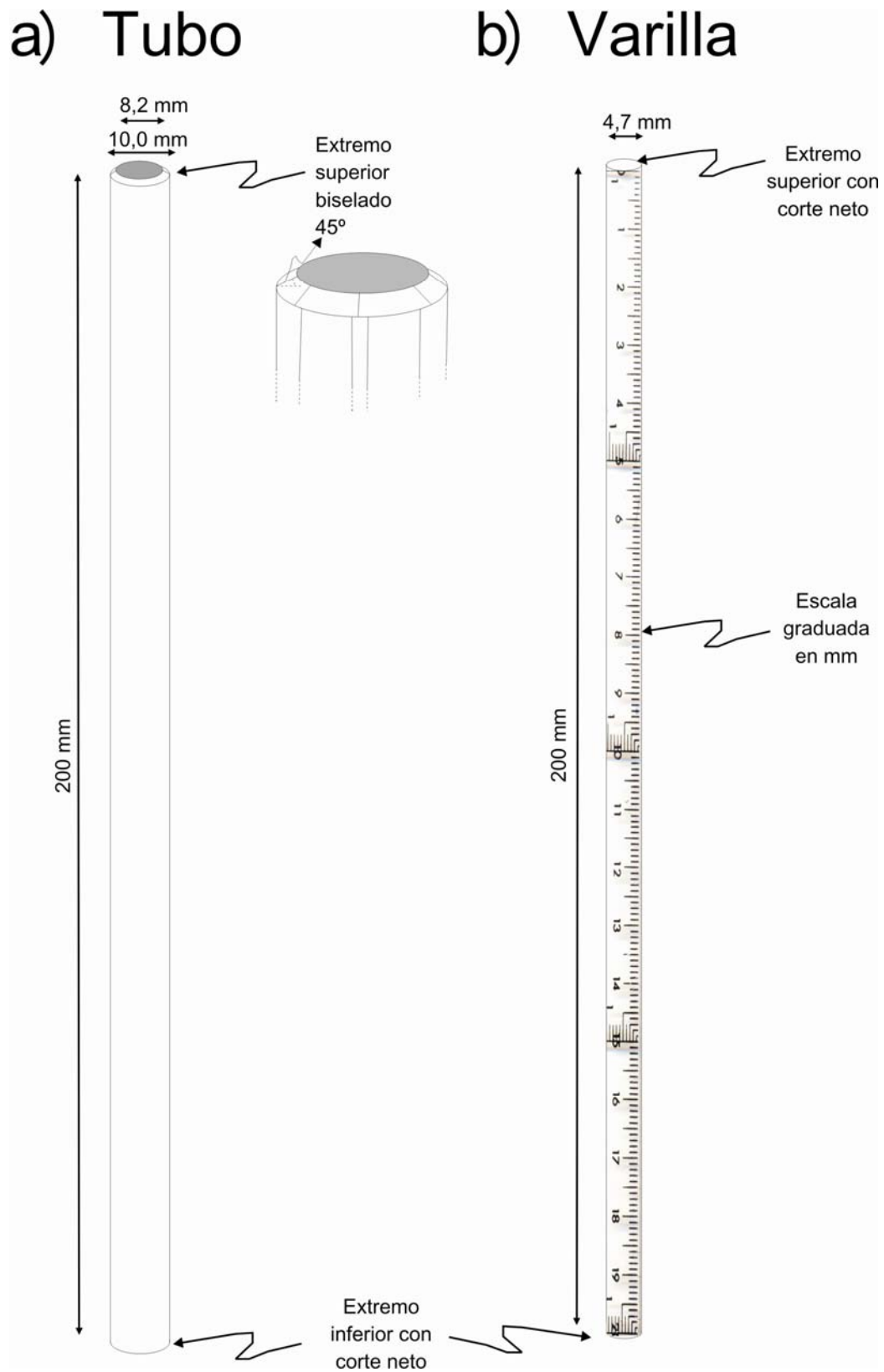


Figura 5.1. Elementos que integran el acúmetro: a) tubo cilíndrico recto y rígido; b) varilla cilíndrica recta y rígida con escala graduada (Díez, 2005a).

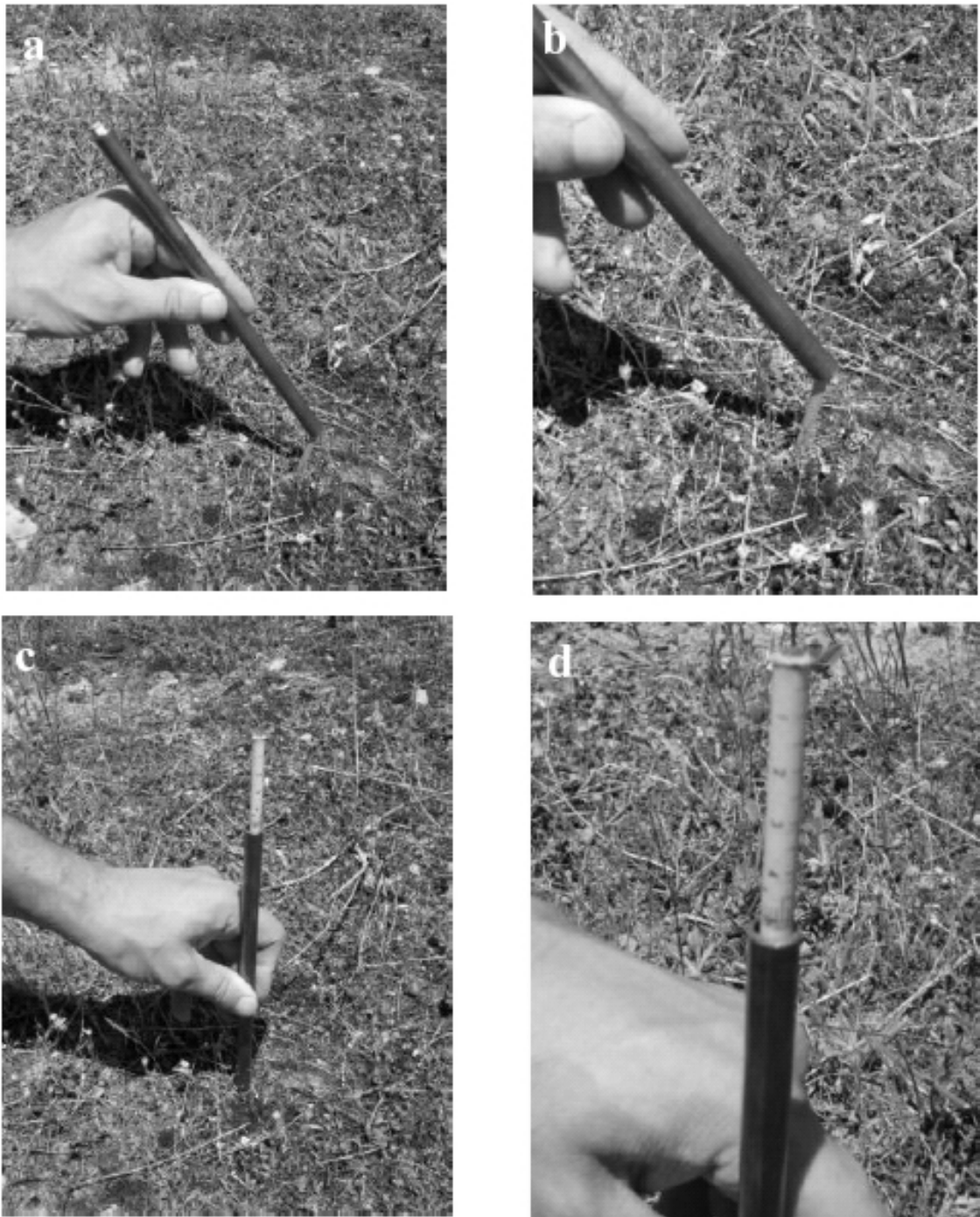


Figura 5.2. Procedimiento para la medida de una aguja de erosión: a y b) se introduce el acúmetro en la parte superior de la aguja con precaución de no perturbar en exceso; c) se desliza el tubo hasta que alcance la base de la aguja (superficie del suelo); d) se realiza la medida en el enrasamiento del borde superior biselado del tubo con la escala graduada de la varilla (Díez, 2005a).

6 MODIFICACIÓN DE LA RESPUESTA HIDROLÓGICA DE UNA CUENCA DEBIDO A CAMBIOS EN LOS USOS DEL SUELO

6 MODIFICACIÓN DE LA RESPUESTA HIDROLÓGICA DE UNA CUENCA DEBIDO A CAMBIOS EN LOS USOS DEL SUELO

El cambio de usos del suelo en un territorio, de rural a urbano, lleva implícito numerosos efectos en la calidad de las aguas superficiales (Schueler, 1995; USEPA, 2001), así como en la integridad de los ecosistemas acuáticos y terrestres afectados (Novotny & Olem, 1994). Desde un punto de vista estrictamente hidrológico, la progresiva urbanización de una cuenca puede alterar la respuesta hidrológica de ésta, como consecuencia del incremento de su superficie impermeable y del reemplazamiento total o parcial de los cauces naturales por elementos drenantes artificiales (SCS, 1986; Schueler, 1994; Arnold & Gibbons, 1996; Booth & Leavitt, 1999). De hecho, según Bledsoe & Watson (2001) una superficie impermeable comprendida entre un 10 y un 20% del área total de la cuenca puede ser suficiente para que tal alteración tenga lugar.

Estos efectos se concretan en modificaciones de algunas de las variables que integran el ciclo hidrológico. Así, se reducen las abstracciones iniciales y la evapotranspiración, debido a la eliminación total o parcial de la vegetación (Hewlett, 1982). Igualmente, disminuye la tasa de infiltración (*Figura 6.1*) y, como resultado de ésta, la recarga de los acuíferos. Todo ello, en conjunción, redundará en una modificación de la dinámica de la escorrentía superficial y subsuperficial, que determina cambios en la forma del hidrograma, así como en los tiempos característicos que definen éste (*Figura 6.2*). Por ello, aumenta el volumen total de escorrentía y el caudal punta, al tiempo que disminuye el caudal de base (Carter, 1961; Andersen, 1970; Seaburn, 1969; Dunne & Leopold, 1978; Pett & Foster, 1985; Brown, 1988; Lazaro, 1990; Mostcrip & Montgomery, 1997; Bodoque *et al.*, 2003; CWP, 2003). Estos efectos están directamente relacionados con la inexistencia de infiltración en las áreas impermeables. Como resultado, también se incrementa la erosión en el canal y las orillas correspondientes (Doyle *et al.*, 2000). En relación con el incremento de los caudales punta, éstos están en buena medida relacionados con la presencia de cauces artificiales, cunetas, sistema de alcantarillado, red de aguas pluviales, que disminuyen tanto el almacenamiento en los canales como en la cuenca en general (Kang *et al.*, 1998)

Respecto a los tiempos característicos del hidrograma, tanto el tiempo de desfase de la punta como el tiempo de concentración disminuyen significativamente. De hecho, en una cuenca totalmente urbanizada, donde la eficiencia hidráulica del

sistema drenante se optimiza, este parámetro se puede reducir en buena medida, en relación con el que se daría en una cuenca con un régimen hidrológico natural, entendiendo por tal aquella que no esté parcialmente impermeabilizada como consecuencia de la acción del hombre (Chow *et al.*, 1988). En relación con el tiempo de concentración, su reducción junto con la disminución de las abstracciones iniciales determina el incremento en el caudal punta del hidrograma de crecida (Akan & Houghtalen, 2003).

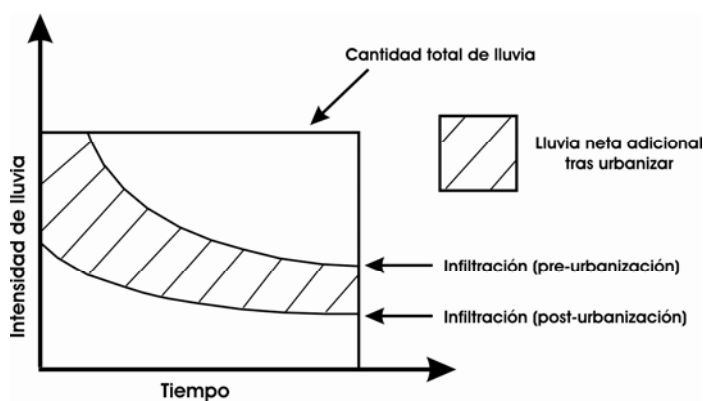


Figura 6.1. Modificación de las tasas de infiltración de lluvia en respuesta a la urbanización (Chow *et al.*, 1988).

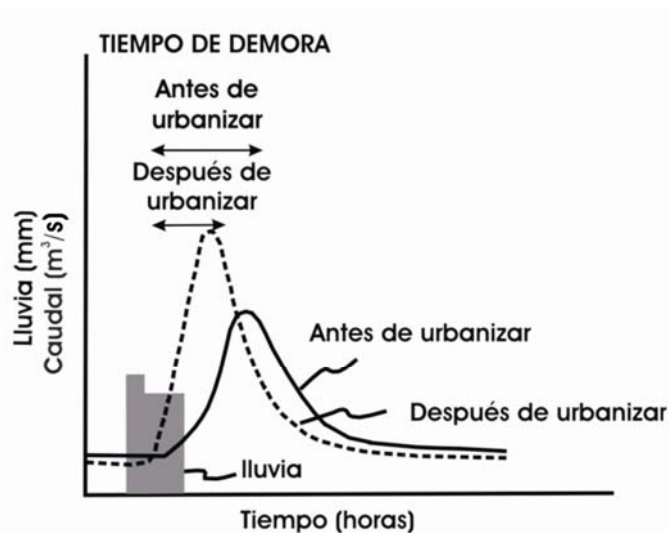


Figura 6.2. Modificación del hidrograma de crecida en respuesta a la urbanización (Martín-Duque *et al.*, 2002).

Como consecuencia de lo anteriormente expuesto, cuando una cuenca urbana alcanza una superficie umbral impermeable (en relación a su área total), el riesgo de inundaciones aumenta, ya que para un mismo periodo de retorno se incrementa la superficie de las áreas inundables, la profundidad y velocidad de la corriente, a

la vez que disminuye el tiempo de respuesta y actuación ante la inundación. En ocasiones este riesgo puede resultar incluso mayor si los caudales de diseño, sobre la base de los cuales se dimensionan las redes de drenaje urbanas, resultan claramente insuficientes para asimilar los hidrogramas de crecida en la nueva situación.

6.1. EVALUACIÓN DEL PROCESO

6.1.1. Síntesis de las metodologías existentes

Existen dos enfoques metodológicos a la hora de abordar el estudio hidrológico de avenidas (Llanos *et al.*, 1995; Díez, 2002), a saber: a) enfoque determinista que está basado en el uso, bien de técnicas empíricas, bien en metodologías históricas y geológico-geomorfológicas; b) enfoque estocástico que considera el carácter aleatorio del proceso, de manera que a un conjunto de observaciones previas (lluvias o aforos) se les puede ajustar diferentes funciones de distribución, sobre la base de los cuales se pueden definir periodos de retorno de precipitación o aforos. Los caudales así estimados sirven de entrada al modelo hidráulico, de cuya implementación se derivan los calados de inundación.

6.1.1.1. Análisis hidrológico. Enfoque determinista

6.1.1.1.1. Técnicas empíricas

Esta metodología ha sido sistemáticamente utilizada en Estados Unidos para el desarrollo de planes de ordenación territorial. Así, desde principios de la segunda mitad del siglo XX, el Servicio Geológico de Estados Unidos (*U.S. Geological Survey*, USGS), ha venido desarrollando ecuaciones de regresión, que permiten estimar la magnitud y la frecuencia de caudales punta en cuencas no aforadas (USWRC, 1981; Newton & Herrin, 1982). Estas ecuaciones se han definido utilizando, como variables predictoras de la variable independiente (caudal punta para un periodo de retorno dado), distintas características físicas y climáticas de cuencas rurales y aforadas. Su utilización se limita al dominio espacial de alguna de las 17 regiones homogéneas, desde el punto de vista de su respuesta hidrológica ante una crecida, en las que el país ha sido dividido. La delimitación de estas regiones (Ries & Crouse, 2002) se hizo sobre la base de criterios físicos (límites de las cuencas hidrológicas principales; cota media de las cuencas), así

como estadísticos: (a) distribución espacial de los residuos de las funciones de regresión; (b) desarrollo del test estadístico de Wilcoxon.

El grado de certidumbre de los caudales punta así estimados puede mejorarse utilizando algoritmos de ponderación. Para ello, debe cumplirse que el área de la subcuenca no aforada tenga una superficie comprendida entre el 50-150% del área que drena a una estación de aforos situada en el mismo río, que discurre por la subcuenca sin registro observado. Si éste es el caso, el peso que se le aplica a la estimación resultado del desarrollo de la ecuación de regresión, es función de las áreas de ambas subcuencas, así como de los caudales punta determinados para un periodo de retorno dado, a saber: a) caudal punta estimado a partir de la ecuación de regresión; b) caudal punta inferido mediante el análisis estocástico de la serie temporal registrada en la estación de aforos (Guimaraes & Bohman, 1992; Stamey & Hess, 1993). Asimismo, desde el año 1983 el USGS viene definiendo ecuaciones de regresión aplicables a cuencas urbanas (Sauer *et al.*, 1983; Sauer, 1985; Ries & Crouse, 2002).

En lo que a España se refiere, históricamente se ha hecho uso de fórmulas que como la de Zapata relacionan el caudal máximo esperado en un punto de la corriente con las características morfométricas de la cuenca drenante. Por este motivo, su utilización está restringida a una cuenca en particular, siendo muy cuestionadas al tratarse de modelos simples de tipo caja negra (Díez, 2001).

6.1.1.1.2. Metodologías históricas y geológico-geomorfológicas

Los métodos históricos reconstruyen las cotas y extensión cubierta de una crecida, sobre la base de: a) marcas sobre elementos artificiales (edificaciones, vías de comunicación, obras públicas, etc.); b) crónicas históricas (manuscritos e impresos de archivos, bibliotecas y hemerotecas); c) testimonios orales y/o audiovisuales. Mediante la aplicación de modelos hidráulicos y partiendo de los datos e información antedicha, se puede realizar la conversión de niveles a caudales, de manera que éstos se pueden incorporar al registro ordinario de aforos, mejorando la definición de frecuencias y periodos de retorno.

Los métodos geológico-geomorfológicos reconstruyen, para crecidas anteriores al periodo histórico o de las cuales no se dispone de información histórica, las zonas cubiertas por el agua, su velocidad, profundidad y carga de materiales. Para ello,

analizan la disposición y tipología de las formas del terreno, afecciones a elementos naturales (vegetación) y los depósitos formados durante o tras el evento de avenida. De este modo, se pueden delimitar las áreas susceptibles de ser inundadas en el marco de la dinámica natural de la corriente fluvial. Al igual que en los métodos históricos, estos niveles pueden traducirse a caudales circulantes mediante la aplicación de modelos hidráulicos. Además, si los depósitos cuentan con elementos datables (mediante técnicas paleontológicas, dendrocronológicas, radiométricas, arqueológicas...), estos caudales pueden integrarse en el análisis estadístico de caudales ordinarios (Díez, 2002).

6.1.1.2. Análisis hidrológico. Enfoque estocástico

6.1.1.2.1. Métodos hidrometeorológicos

Simulan el proceso lluvia-escorrentía mediante la aplicación de modelos determinísticos de diferente grado de complejidad (USACE, 2001). Su utilización está ampliamente difundida, dado que se basan en información pluviométrica que, en relación con la información foronómica, tiene la ventaja de poseer una mayor densidad y longitud de las series.

Los modelos que simulan el proceso lluvia-escorrentía pueden ser (Ferrer, 1993):

- a) Continuos. Presentan un balance continuo de la humedad en el suelo, utilizando para ello parámetros distribuidos (SHE) o agregados (HSPF).
- b) Discretos. Simulan eventos individuales, en los que únicamente se considera la fracción de precipitación que genera escorrentía superficial. Generalmente, están basados en el método del hidrograma unitario, en el método racional, o en el método de la avenida máxima probable (PMF).

6.1.1.2.2. Análisis estadístico de caudales

El método se basa en el tratamiento de los datos locales y regionales existentes, así como en la utilización adecuada de los caudales estimados mediante aplicación de métodos históricos y geológico-geomorfológicos. El objetivo final es la estimación de la relación Q-T (cuantiles). Para ello, pueden utilizarse métodos no paramétricos, que normalmente están basados en el ajuste manual de un

gráfico a los datos de la muestra representados gráficamente con las formulas existentes (Weibull, Gringorten, Hazen). Como alternativa a éstos pueden utilizarse métodos paramétricos, que junto con la elección del modelo de ajuste a una función de distribución, también requieren de la selección del método de estimación de los parámetros. Si bien las combinaciones de ambos conceptos son múltiples, las tres consideradas de mayor interés son (Ferrer, 1992): a) valores extremos generalizados y momentos ponderados probabilísticamente (GEV + PWM); b) log-Pearson III y momentos en los logaritmos (LPIII + LMOM); c) valores extremos con dos componentes y máxima verosimilitud (TCEV + ML).

6.1.1.3. Estimación hidráulica unifásica y unidimensional de calados de inundación

En este escenario se asume que el calado y la velocidad únicamente varían de acuerdo con la dirección del flujo. Bajo este supuesto la dinámica del flujo en el canal está gobernada por las ecuaciones de Saint Venant: continuidad y conservación del movimiento (Díez, 2002).

De este modo, el movimiento del agua en la fase fluvial, o canalizada, puede clasificarse en dos categorías: a) cinemática, que considera la variación del vector velocidad, tanto en el tiempo como en el espacio; b) estructural, que depende de la relación existente entre las fuerzas de inercia, viscosidad y gravedad.

En relación con la primera categoría, si se tiene en cuenta la variación en el tiempo, el movimiento se puede clasificar como permanente, si en un cualquier punto la velocidad permanece constante en el tiempo; o como variable, cuando en un punto cualquiera la velocidad cambia con el tiempo. Por otro lado, cuando se considera la variación en el espacio, el movimiento se puede describir como uniforme, de manera que en un conjunto de puntos el vector velocidad presenta idénticas características; o bien como variado, es decir, el vector velocidad varía de unos puntos a otros.

Desde un punto de vista estructural, cuando se considera la relación existente entre las fuerzas de inercia y las de viscosidad, o número de Reynolds, Re , el flujo se puede describir como laminar, $Re < 500$, turbulento, $Re > 12.500$ y también como transicional, si define números de Reynolds comprendidos entre los dos anteriores. A su vez, si se utiliza como criterio el número de Froude, Fr , que queda definido por el cociente entre fuerzas de inercia y gravitacionales, el flujo se puede

clasificar de acuerdo con tres tipos de régimen: Lento, $Fr < 1$, las perturbaciones pueden transmitirse aguas arriba; rápido, $Fr < 1$, las perturbaciones únicamente se transmiten aguas abajo; crítico, $Fr = 1$, representa la mínima energía con la que la corriente puede circular.

6.1.2. Metodologías técnicas y herramientas utilizadas en el escenario planteado

6.1.2.1. Análisis paleohidrológico de avenidas históricas

La estimación de caudales punta con altos periodos de retorno es problemática, debido a la escasa longitud temporal de los registros de aforo, así como a la distribución espacial limitada y heterogénea con la que generalmente se dan las estaciones de medida. Sin embargo, estas series puede alargarse a cientos e incluso miles de años, mediante la estimación de caudales punta asociados a inundaciones históricas. Por otro lado, mediante las marcas de nivel disponibles como consecuencia del acontecimiento de éstas, se puede reconstruir la extensión cubierta o la cota alcanzada por las aguas durante una crecida desencadenada durante el periodo histórico (Díez, 2001).

Una aplicación simple de esta metodología consiste en suponer que si el agua alguna vez ha alcanzado ciertos niveles puede también alcanzarlos en un futuro, quedando definida la zona afectada como sujeta a crecidas históricas. Algo más sofisticados son los estudios que trasponen estos niveles a caudales circulantes, mediante la implementación de modelos hidráulicos (Díez, 2001). El interés tanto científico como técnico de este tipo de información es evidente, dado que la estimación de periodos de retorno, ya sea con fines de diseño o de planificación, puede hacerse con un mayor grado de certidumbre. La razón es obvia, ya que dicha evaluación no depende únicamente de la extrapolación estocástica de las series de aforo procedentes del registro ordinario que, por otro lado, con frecuencia únicamente recogen eventos de magnitud modesta, sino que también se apoya en eventos de baja frecuencia y gran magnitud, que permiten completar las series temporales en el extremo de los valores altos.

La consulta de archivos históricos para la reconstrucción de inundaciones históricas tiene un gran potencial en Europa, ya que pueden ser utilizados para mejorar la gestión del riesgo asociado a inundaciones (Pfister, 1999). Sin embargo, lo ingente de la información disponible dificulta con frecuencia el acceso a las

crónicas históricas sobre inundaciones. Esta limitación obliga al diseño de una estrategia que permita, con un coste de tiempo y recursos razonable, la creación de cronologías fiables sobre eventos de inundaciones. Ello exige la selección de las fuentes documentales que mejor se adapten para identificar y caracterizar estos episodios. A este respecto, Barriendos *et al.* (2003), recomiendan la consulta de las colecciones documentales que siguen:

- a) Archivos municipales. Contienen información sobre las áreas de gestión, que históricamente han quedado bajo la jurisdicción de los ayuntamientos.
- b) Colecciones documentales de ámbito gubernamental nacional. Son de especial interés los archivos diplomáticos y militares. Igualmente, hay que reseñar los relativos a las obras públicas, así como los relacionados con la fiscalidad.
- c) Colecciones documentales eclesiásticas. La iglesia Católica cuenta con distintos archivos adscritos a cada uno de los niveles de su estructura jerárquica. Así, cabe mencionar los archivos: monásticos; parroquiales; diocesanos y episcopales.
- d) Colecciones privadas. Se trata de archivos pertenecientes a familias nobiliarias y burguesas, así como aquéllos otros adscritos a corporaciones.
- e) Archivos notariales. Son de especial interés, pues cuentan con documentos en los que se recoge información relativa a venta de propiedades, cesiones, donaciones, herencias...

Junto con estas fuentes documentales, también hay que mencionar las hemerotecas de publicaciones periódicas, así como los estudios hidrológicos realizados para la construcción de infraestructuras hidráulicas, que ya hayan sido realizados por las confederaciones hidrográficas, o por las empresas promotoras (Díez, 2001).

En los últimos años diversos organismos públicos e iniciativas de carácter privado han elaborado, tanto a nivel regional como nacional, bases de datos sobre inundaciones históricas:

- Comisión Técnica de Emergencias por Inundaciones (DGPC y DGOH, 1985).

- Instituto Tecnológico y Geominero de España (Ayala *et al.*, 1988) con 206 registros de inundaciones para toda España.
- Base de datos HISTORIC del proyecto de investigación Paleotagus (Benito *et al.*, 1996a; Díez *et al.*, 1998; Fernández de Villalta *et al.*, 1998)
- Catalogo Nacional de Inundaciones Históricas (CNIH) asociado a la Base Nacional de Datos sobre Zonas Inundables, de la Dirección General de Potección Civil (en fase de elaboración).
- Base de datos realizada en el marco del proyecto SPHERE (Casas-Planes *et al.*, 2003).

6.1.2.2. Simulación y calibración del proceso lluvia-escorrentía

Con la salvedad del tipo de modelo meteorológico utilizado, la implementación del modelo hidrológico se ha llevado a cabo de acuerdo con las metodologías desarrolladas en la sección 4.2.2.3. En relación con el modelo meteorológico, para su diseño se ha hecho uso de los hietogramas disponibles.

6.1.2.3. Simulación hidráulica

6.1.2.3.1. Flujo gradualmente variado y permanente

Para que sea considerado como tal se tienen que cumplir que las características hidráulicas del flujo permanezcan constantes, al tiempo que las líneas de corriente sean prácticamente paralelas, de manera que pueda admitirse una distribución hidrostática de presiones, de modo que los perfiles pueden analizarse considerando régimen supercrítico y subcrítico. En estas condiciones se puede asumir que la pérdida de energía para una sección es la misma que en régimen uniforme, siempre y cuando se conserven tanto la velocidad como el radio hidráulico.

Las pérdidas de energía son debidas al efecto que la fricción provoca en el movimiento del fluido, como resultado de la rugosidad propia del canal. La evaluación cuantitativa de este efecto se hace habitualmente mediante la fórmula de Manning, dado que el parámetro de rugosidad que la determina está sobradamente contrastado. Esta fórmula viene dada por la expresión:

$$I = \frac{n^2 \cdot v^2}{e^{4/3}} \quad [6.1]$$

Siendo: I = pérdida de carga; n = número de Manning; v = velocidad media; e = radio hidráulico

La determinación del parámetro n de Manning se puede hacer directamente, si para una sección transversal dada se conoce la velocidad media y el radio hidráulico. Cuando no se dispone de esta información se utilizan tablas que recogen valores de n para distintos tipos de sección (Chow, 1959; Fasken, 1963; Barnes, 1967; Hicks & Mason, 1991). Cuando sea posible, estos valores deberán ser calibrados, utilizando para ello datos de aforo o marcas de aguas altas. La selección del valor de n en cauces naturales depende de la morfología de éstos, así como de la tipología y los tamaños de los materiales que constituyen el lecho y las orillas (Cowan, 1956; Limerinos, 1970; Jarret, 1984). Junto con las pérdidas de carga resultantes de la fricción, también hay que evaluar las debidas a la contracción o expansión del flujo, como resultado de la variación en la geometría de la sección transversal por acción del hombre comúnmente (p.e. estrechamientos debidos a la presencia de un puente).

Generalmente, para flujos unidimensionales la estimación de calados y velocidades en canales no prismáticos se realiza resolviendo la ecuación dinámica del flujo gradualmente variado mediante el método estándar por etapas (*Standard Step Method*), que iguala la energía entre dos secciones consecutivas utilizando un proceso iterativo en aproximaciones sucesivas (USACE, 2002).

6.1.2.3.2. Herramientas cartográficas y su conexión con el modelo hidráulico. Obtención del modelo geométrico de cauce

El modelo geométrico de cauce se obtuvo mediante la aplicación informática HEC-GeoRAS. HEC-GeoRAS es una extensión ejecutable desde las aplicaciones SIG ArcView 3X y ArcGIS 9.0, que permite el intercambio de información espacial entre el SIG y HEC-RAS. Así, sobre la base de un modelo digital del terreno (MDT), ya se haya definido éste en formato TIN (*Triangulated Irregular Network*) o 'raster', HEC-GeoRAS genera automáticamente el modelo geométrico (secciones transversales), mediante la intersección de planos verticales con el MDT. La definición del modelo geométrico requiere de la disponibilidad de al menos tres

capas vectoriales de segmentos, que representen los ejes centrales de los canales (centrolínea y línea de flujo preferente), así como las respectivas orillas de cada uno de ellos, al objeto de que la geometría del canal quede fehacientemente representada en planta. Si la entidad espacial representativa de las orillas no está disponible, ésta se puede definir especificando un valor de distancia (*buffer*), que se aplica a ambos lados del eje central del canal (Figura 6.3).

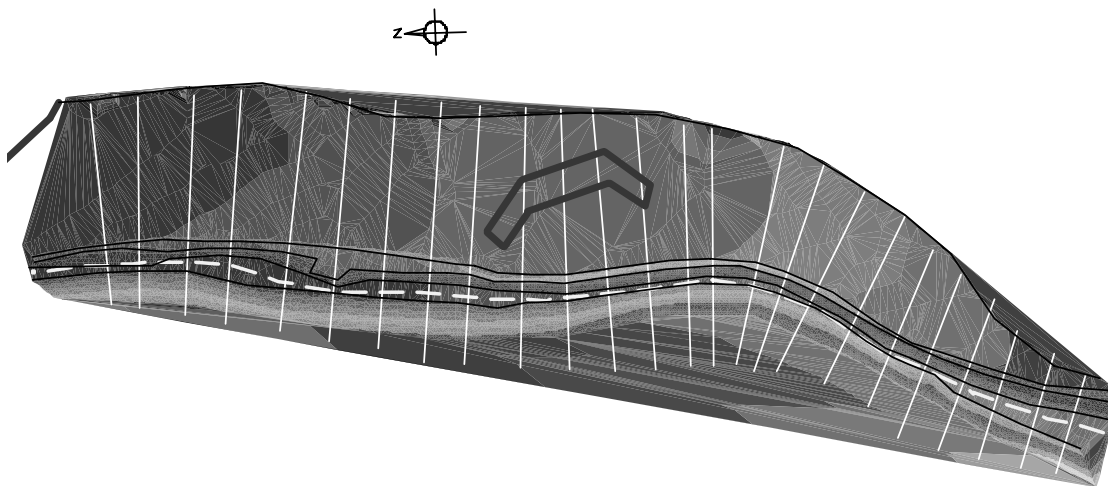


Figura 6.3. Modelo TIN en el que se representan las líneas transversales al canal, que sirven de referencia para definir las secciones transversales.

El proceso de generación del modelo geométrico finaliza con un análisis topológico, en el que se verifica la corrección de las relaciones espaciales establecidas entre los elementos hidráulicos que integran el modelo. En dicho análisis se comprueba que: a) cada tramo de canal está definido por un nodo de inicio, así como otro de finalización adecuadamente identificados; b) cada línea normal al *thalweg* (definitoria de una sección transversal) debe cortar a éste una única vez; b) las líneas definitorias de las orillas y el *thalweg* deben ser cortadas por una línea normal a éste (sección transversal); c) las secciones transversales no pueden cruzarse entre sí. Finalmente, el modelo geométrico creado se convierte a formato SDF, al objeto de que pueda ser importado desde HEC-RAS y llevar a cabo la simulación hidráulica. Esta información geométrica sirve de entrada a HEC-RAS para implementar un modelo hidráulico unidimensional estacionario, o unidimensional transitorio. De este modo, se pueden definir las áreas inundables para una crecida de un periodo de retorno dado. La expresión cartográfica de estas unidades se establece en el SIG, intersectando el MDT con la superficie en

lámina libre obtenida en HEC-RAS, mediante interpolación de los calados definidos en cada una de las secciones transversales consideradas (Figura 6.4).

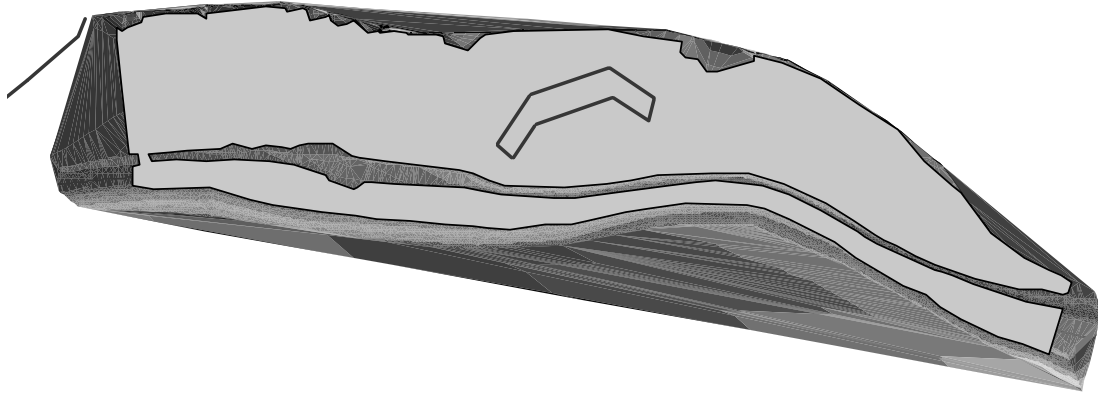
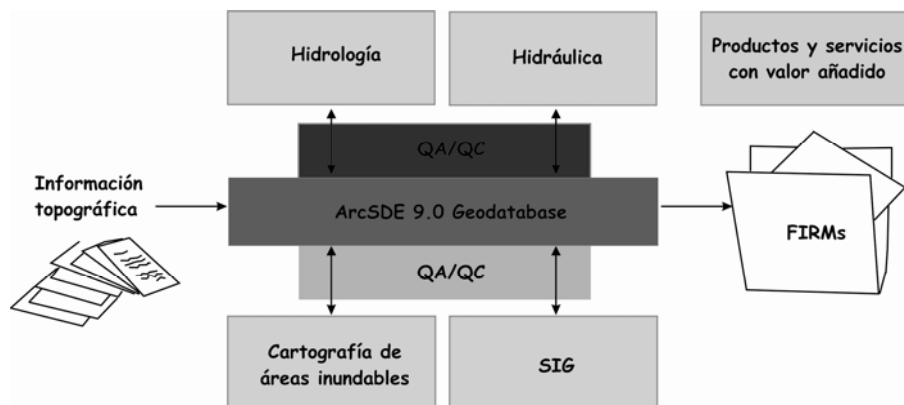


Figura 6.4. TIN sobre el que se representan las áreas inundables para $T= 100$ años obtenidas por intersección de la superficie en lámina libre definida en HEC-RAS con el MDT.

El hecho de que la última versión de HEC-GeoRAS se integre en ArcGIS, permite que ésta se pueda organizar mediante una estructura de diseño abierta (Olivera *et al.*, 2006). La información espacial necesaria (MDE, TIN, usos del suelo...) para realizar la simulación hidráulica, se almacena en una base de datos espacial (*geodatabase*) en la que se recogen los objetos geográficos, sus atributos, así como las relaciones espaciales existentes entre ellos (espaciales o no). Esta *geodatabase* se gestiona en un sistema gestor de bases de datos relacionales (SQL server), pudiendo ser editada en modo multiusuario mediante ArcGIS/ArcSDE 9.0, incluso utilizando Internet como vía de acceso. Igualmente, esta estructura también permite que en el sistema se pueda integrar el modelo de datos Archydro (Figura 6.5).



Figura

6.5.

Organización de la aplicación GeoFIRM 3.0 en una geodatabase corporativa gestionable desde ArcSDE 9.0 (Olivera *et al.*, 2006).

6.1.2.3.3. Aplicación informática utilizada

El propósito de la aplicación informática HEC-RAS es el cálculo del perfil de la lámina de agua en canales naturales o artificiales, para flujo unifásico unidimensional estacionario o unifásico transitorio. Este programa puede manejar una red completa de canales, un sistema dendrítico o una localización singular en un río. Al mismo tiempo calcula perfiles en régimen lento o rápido, permitiendo además evaluar los efectos que diversas obstrucciones como puentes, alcantarillas, vertederos u otras estructuras pueden producir en el flujo.

El procedimiento básico de cálculo está basado en la solución de la ecuación de la energía unidimensional. Para la estimación de velocidades y calados se suele aplicar el método estándar por etapas (*Standard Step Method*). HEC-RAS tiene numerosas capacidades opcionales que permiten determinar posibles áreas de inundación, evaluar las pérdidas de energía en obstrucciones tales como vertederos, alcantarillas, puentes... Otras opciones del programa incluyen: a) la posibilidad de seleccionar diferentes ecuaciones para las pérdidas por fricción; b) calibrar los valores del coeficiente de Manning; c) insertar automáticamente nuevas secciones transversales; d) especificar áreas de flujo no efectivas; e) desarrollar en una única implementación del modelo un análisis de perfiles múltiples.

III

EVALUACIÓN CUANTITATIVA DE LOS ESCENARIOS PLANTEADOS

7. EVALUACIÓN DE LA EROSIÓN HÍDRICA LAMINAR MEDIANTE ANÁLISIS DENDROCRONOLÓGICO DE RAÍCES EXPUESTAS

7.1.INTRODUCCIÓN

7.1.1. *JUSTIFICACIÓN Y OBJETIVOS*

7.1.2. *ÁREAS DE ESTUDIO*

7.1.2.1. Senda Schmidt

7.1.2.2. Encinares de Monterrubio

7.2.METODOLOGÍA

7.2.1. *DISEÑO DEL MUESTREO*

7.2.2. *ANÁLISIS DENDROGEOMORFOLÓGICO DE RAÍCES EXPUESTAS*

7.2.2.1. Preparación de las muestras y análisis dendrocronológico preliminar

7.2.2.2. Evaluación del grado de certidumbre de las series sincronizadas mediante el programa COFECHA

7.2.2.3. Análisis de la estructura anatómica de las raíces

7.2.3. *ANÁLISIS DE LOS DATOS*

7.2.3.1. Análisis estadístico descriptivo

7.2.3.2. Análisis estadístico multivariante

7.3.RESULTADOS

7.3.1. ANÁLISIS DENDROGEOMORFOLÓGICO DE RAÍCES EXPUESTAS

7.3.1.1. Evaluación del grado de certidumbre de las series sincronizadas mediante el programa COFECHA

7.3.1.2. Análisis de la estructura anatómica de las raíces

7.3.2. ANÁLISIS DE LOS DATOS

7.3.2.1. Análisis estadístico descriptivo

7.3.2.2. Análisis estadístico multivariante

8. EVALUACIÓN DE LA EROSIÓN HÍDRICA A NIVEL DE CUENCA COMBINANDO MÉTODOS DIRECTOS E INDIRECTOS

8.1.INTRODUCCIÓN

8.1.1. JUSTIFICACIÓN Y OBJETIVOS

8.1.2. ÁREA DE ESTUDIO

8.2.METODOLOGÍA

8.2.1. ESQUEMA METODOLÓGICO PROPUESTO

8.2.2. ESTIMACIÓN DE LA DEGRADACIÓN ESPECÍFICA EN LA CUENCA VERTIENTE AL EMBALSE DE PUENTE ALTA

8.2.2.1. Procedimiento para estimar la degradación específica a partir de los sedimentos acumulados en el embalse de Puente Alta

8.2.2.2. Estimación de la degradación específica en la cuenca vertiente al embalse mediante el método del Coeficiente de Entrega de Sedimentos (CES)

8.2.2.3. Estimación de la degradación específica en la cuenca vertiente al embalse mediante la utilización de la MUSLE

8.3.RESULTADOS

8.3.1. ESTIMACIÓN DIRECTA DE LA TASA DE DEGRADACIÓN ESPECÍFICA

8.3.1.1. Estimación de la degradación específica a partir de los sedimentos acumulados en el embalse de Puente Alta

8.3.2. *ESTIMACIÓN INDIRECTA DE LA TASA DE DEGRADACIÓN ESPECÍFICA*

8.3.2.1. Estimación mediante la RUSLE corregida con un coeficiente de entrega de sedimentos (CES)

8.3.2.2. Estimación a partir de la MUSLE

9. ANÁLISIS DE ESTABILIDAD EN LADERA INFINITA MEDIANTE MODELOS GEOMECÁNICOS, HIDROLÓGICOS E HIDRÁULICOS COMBINADOS

9.1.INTRODUCCIÓN

9.1.1. *DESCRIPCIÓN DEL EVENTO*

9.1.2. *OBJETIVOS*

9.1.3. *ÁREA DE ESTUDIO*

9.2.METODOLOGÍA

9.2.1. *DETERMINACIÓN DE LA LLUVIA CRÍTICA UMBRAL MEDIANTE LA APLICACIÓN DE UN MODELO HIDROGEOTÉCNICO*

9.2.1.1. Estimación de los parámetros básicos

9.2.2. *ESTIMACIÓN DEL CAUDAL PUNTA ASOCIADO A LA AVENIDA DE DERRUBIOS DE 18 DE DICIEMBRE DE 1997*

9.2.3. *DISEÑO E IMPLEMENTACIÓN DEL MODELO HIDROLÓGICO PARA EL EVENTO DE 18 DE DICIEMBRE DE 1997*

9.2.3.1. Monitorización hidrológica de la cuenca vertiente al arroyo Cabrera

9.2.3.2. Simulación y calibración del modelo hidrológico

9.2.4. *ESTIMACIÓN DE LOS CAUDALES PUNTA SÓLIDO Y LÍQUIDO*

9.2.4.1. Caracterización del evento de lluvia que desencadenó la avenida de derrubios de 18 de diciembre de 1997

9.2.4.2. Implementación del modelo

9.3.RESULTADOS

9.3.1. *ESTIMACIÓN DE LA LLUVIA CRÍTICA UMBRAL MEDIANTE LA APLICACIÓN DE UN MODELO HIDROGEOTÉCNICO*

9.3.2. *CAUDAL PUNTA ASOCIADO A LA AVENIDA DE DERRUBIOS DE 18 DE DICIEMBRE DE 1997*

9.3.3. *DISEÑO E IMPLEMENTACIÓN DEL MODELO HIDROLÓGICO PARA EL EVENTO DE 18 DE DICIEMBRE DE 1997*

9.3.3.1. Simulación y calibración del modelo hidrológico

9.3.3.2. Estimación de los caudales punta sólido y líquido

10. ANÁLISIS DE LA EVOLUCIÓN EN EL GRADO DE CALIDAD EDÁFICA Y SU RELACIÓN CON LOS PROCESOS HIDROLÓGICOS

10.1.INTRODUCCIÓN

10.1.1. *ANTECEDENTES DE LA RESTAURACIÓN DE LA CANTERA ‘LA REVILLA’*

10.1.1.1 El punto de partida. Síntesis de la ejecución del proyecto de restauración ecológica

10.1.2. *OBJETIVOS*

10.2.METODOLOGÍA

10.2.1. *MONITORIZACIÓN DE PROCESOS GEOMORFOLÓGICOS ACTIVOS*

10.2.2. *MONITORIZACIÓN EDÁFICA*

10.2.2.1 Geoindicadores de calidad edáfica considerados

10.2.2.2.Diseño del muestreo

10.2.2.3.Tratamiento de los datos

10.3.RESULTADOS

10.3.1. *MONITORIZACIÓN DE PROCESOS GEOMORFOLÓGICOS ACTIVOS*

10.3.2. *MONITORIZACIÓN EDÁFICA*

11. MODIFICACIONES EN LA RESPUESTA HIDROLÓGICA DE UNA CUENCA COMO RESULTADO DE LA ACCIÓN ANTRÓPICA

11.1.INTRODUCCIÓN

11.2.1. JUSTIFICACIÓN Y OBJETIVOS

11.2.1. ÁREA DE ESTUDIO

11.2.METODOLOGÍA

11.2.1. RECOPIACIÓN DE LA INFORMACIÓN HISTÓRICA EXISTENTE

11.2.2. SIMULACIÓN Y CALIBRACIÓN DEL PROCESO LLUVIA-ESCORRENTÍA

11.2.3. SIMULACIÓN HIDROLÓGICO-HIDRÁULICA DEL EVENTO MÁS EXTREMO ACONTECIDO

11.2.4. SIMULACIÓN HIDROLÓGICA ACTUAL Y FUTURA PARA EL EVENTO DE PRECIPITACIÓN MÁS EXTREMO ACONTECIDO

11.3.RESULTADOS

11.3.1. RECOPIACIÓN DE LA INFORMACIÓN HISTÓRICA EXISTENTE

11.3.2. SIMULACIÓN Y CALIBRACIÓN DEL PROCESO LLUVIA-ESCORRENTÍA

11.3.3. SIMULACIÓN HIDROLÓGICO-HIDRÁULICA DEL EVENTO MÁS EXTREMO ACONTECIDO

11.3.4. SIMULACIÓN HIDROLÓGICA ACTUAL Y FUTURA PARA EL EVENTO DE PRECIPITACIÓN MÁS EXTREMO ACONTECIDO

**7. EVALUACIÓN DE LA EROSIÓN HÍDRICA
LAMINAR MEDIANTE ANÁLISIS
DENDROCRONOLÓGICO DE RAÍCES
EXPUESTAS**

7. EVALUACIÓN DE LA EROSIÓN HÍDRICA LAMINAR MEDIANTE ANÁLISIS DENDROCRONOLÓGICO DE RAÍCES EXPUESTAS

7.1. INTRODUCCIÓN

7.1.1. Justificación y objetivos

En este capítulo se describe la utilización de la técnica descrita en la sección 3.5.2.1 en dos localizaciones de la vertiente septentrional de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español), provincia de Segovia: la Senda Schmidt, en los Montes de Valsaín (Estación 1) y unos encinares situados sobre laderas vertientes al arroyo Chico, en el término municipal de Monterrubio (Estación 2), provincia de Segovia. En los dos casos se trata de lugares en los que se ha producido una erosión acelerada del suelo en los últimos años, como consecuencia de la actividad antrópica. Precisamente la denudación ‘acelerada’ en las dos localizaciones escogidas, ha dejado expuestas en superficie un gran número de raíces (*Figura 7.1*), lo que ha permitido experimentar la técnica que se describe. Los objetivos a alcanzar fueron: a) validar los métodos dendrogeomorfológicos en laderas expuestas; b) estimar las tasas de erosión laminar en las áreas de estudio; c) determinar la influencia de los factores ambientales en las tasas calculadas.



Figura 7.1. A) Raíces expuestas de *Pinus sylvestris* en la Senda Schmidt (Valsaín, Segovia) (Bodoque et al., 2005). B) Altura de suelo denudada en un punto del emplazamiento estudiado en Monterrubio; El proceso erosivo está desencadenado por el sobrepastoreo históricamente existente en esta área.

7.1.2. Áreas de estudio

7.1.2.1. Senda Schmidt

El primer área de muestreo corresponde a un camino bien conocido dentro de la Sierra de Guadarrama: la Senda Schmidt, localizada dentro de los denominados 'Montes de Valsaín'. Más concretamente, se sitúa a media ladera de la falda norte de Siete Picos, uniendo los puertos de Navacerrada y de la Fuenfría (*Figura 7.2*). La Senda tiene un uso recreativo casi exclusivo, generalmente asociado a senderismo y ciclismo de montaña. Aunque su uso intensivo se inicia en la década de los setenta, sin embargo, la implantación de la actividad recreativa se remonta a finales del siglo XIX.

Desde un punto de vista geomorfológico, la Senda se sitúa en la unidad de 'laderas' (Pedraza *et al.*, 1990). Dicha unidad se desarrolla mayoritariamente sobre sustratos de monzogranitos porfídicos de grano grueso, y sólo una pequeña parte próxima al puerto de la Fuenfría lo hace sobre gneises glandulares (ITGE, 1990). En determinados sectores del camino aparece un recubrimiento de formaciones superficiales coluvionares, desarrolladas sobre todo a expensas del sustrato monzogranítico. La senda discurre por un intervalo de altitud media sobre el nivel del mar entre 1780 m y 1870 m. La orientación general de la ladera sobre la que se sitúa es norte y su pendiente media es de 23°.

El clima es templado de latitudes medias, mesotérmico (Csbk'3j, según Köppen), de tipo mediterráneo continentalizado (por la distancia a la costa) y con influencia de montaña. La temperatura media es de 6° C, mientras que la precipitación media es de unos 1400 mm anuales, concentrados entre los meses de octubre y mayo.

El tipo de suelo es una asociación de leptosoles líticos, úmbricos y dístricos, de textura franco-arenosa. En lo que a la vegetación se refiere, la especie dominante en este entorno es *Pinus sylvestris*, con un sotobosque acompañante formado por enebro rastrero (*Juniperus communis* subsp. *alpina*), piorno serrano (*Cytisus balansae*) y cambrón o cambroño (*Adenocarpus hispanicus*).

7.1.2.2. Encinares de Monterrubio

El segundo área de muestreo se localiza en el término municipal de Monterrubio (Segovia). Concretamente sobre las laderas vertientes al arroyo Chico (afluente directo del río Moros), en el pequeño macizo granítico de Monterrubio-Lastras del Pozo (ITGE, 1991) (*Figura 7.2*). Se trata de un encinar abierto, que históricamente ha sufrido sobrepastoreo. Como resultado, casi ha desaparecido la cubierta herbácea, incrementándose las tasas de erosión existentes, hasta el punto de hacer casi desaparecer el horizonte A del perfil edáfico.

Estas laderas presentan un perfil mayoritariamente rectilíneo, y su desarrollo medio oscila entre los 970 m y los 1040 m de altitud sobre el nivel del mar. Su orientación general es hacia el sureste, y su pendiente media de 14°. Esta configuración general sólo se encuentra modificada por el encajamiento de escasos pero profundos barrancos, afluentes del arroyo Chico. El sustrato de esas laderas está constituido por monzogranitos biotíticos de grano medio y medio-grueso (ITGE, 1991). Los suelos de esta localización son muy delgados (cambisoles dístricos) y con frecuencia inexistentes o escasamente desarrollados (leptosoles líticos), de textura franco-arcillo-arenosa.

El clima es igualmente templado de latitudes medias, mesotérmico (Csbk3j, según Köppen), de tipo mediterráneo continentalizado, con gran déficit hídrico en el periodo estival y frecuentes ciclos de helada en el periodo invernal (media de 53 días de helada al año). La precipitación media ronda los 450 mm anuales, mientras que la temperatura media anual se sitúa entre 11 y 12 °C.

La vegetación dominante, casi exclusiva, es un encinar de *Quercus ilex* muy abierto. La forma mayoritaria de la masa es la de monte bajo, debido a aprovechamientos históricos para obtención de combustible. Dicho encinar carece prácticamente de los estratos arbustivo y herbáceo (si exceptuamos la presencia esporádica de *Juniperus oxycedrus*, *Juniperus communis*, *Cistus laurifolius*, *Lavandula pedunculata* y *Thymus mastichina*), probablemente debido a una conjunción de causas naturales (altas pendientes en la proximidad del encajamiento fluvial del arroyo Chico) y antrópicas (sobrepastoreo y quemadas selectivas de aclarado).

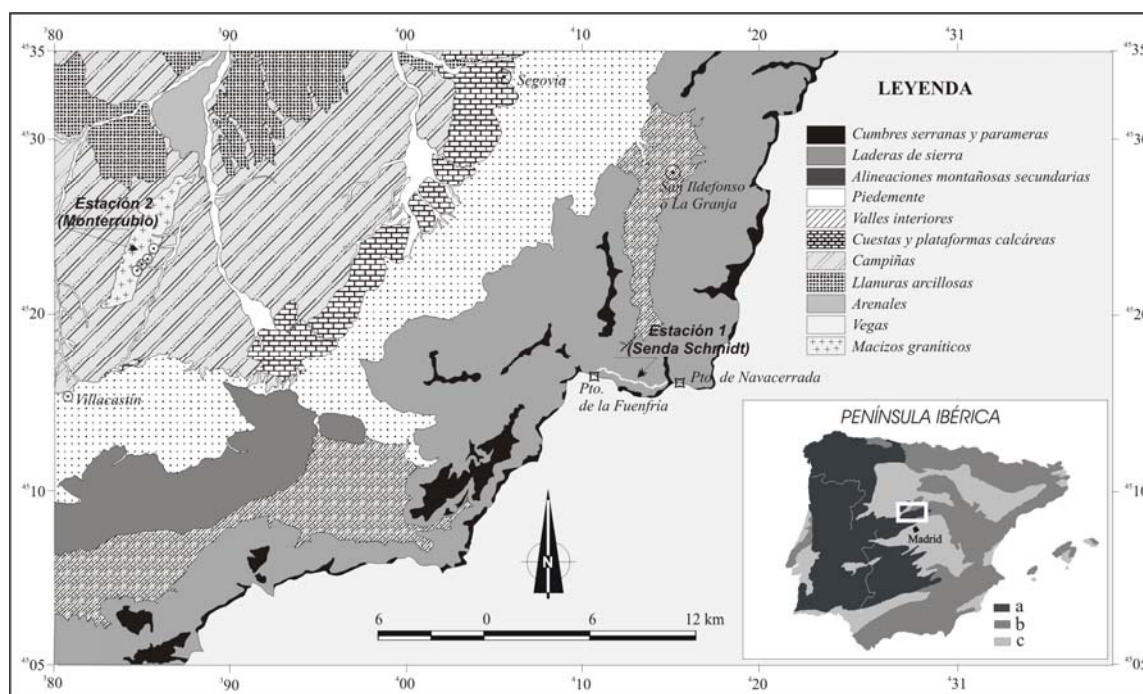


Figura 7.2. Localización de las dos áreas de estudio en el contexto geomorfológico de la Sierra de Guadarrama, en el centro de la Península Ibérica a) Macizo Hespérico; b) Cinturones Alpinos; c) Cuencas Cenozoicas. Las coordenadas están referidas a la zona 30T, Proyección UTM, elipsoide de Hayford (Bodoque et al., 2005).

7.2. METODOLOGÍA

7.2.1. Diseño del muestreo

La corta de secciones de raíces expuestas se llevó a cabo a lo largo de la Senda Schmidt, durante los días 25 de mayo y 9 de agosto de 2001, y en el entorno del municipio de Monterrubio, el día 30 de agosto de 2001 (Figura 7.3). En la senda Schmidt se cortaron 36 secciones de raíces expuestas de *Pinus sylvestris*. Antes de proceder a la corta de cada sección, se realizó una descripción detallada de las características espaciales y morfológicas del entorno de la raíz, almacenando dicha información en una ficha diseñada a tal efecto. La información recopilada fue la siguiente: localización geográfica (coordenadas UTM, obtenidas mediante GPS); cota; orientación en grados sexagesimales (tanto de la ladera como de la raíz); textura del suelo en el entorno de muestreo; distancia de la sección de raíz al árbol; pendiente de

la ladera y pendiente de la localización específica de la raíz (ambas expresadas en grados). Finalmente, se midió la profundidad de rebajamiento existente desde la parte superior de la raíz hasta la superficie actual al suelo, tomando medidas a ambos lados, al objeto de estudiar tasas de erosión máximas, mínimas y medias. En Monterrubio se cortaron un total de 32 secciones. En este caso, las características del muestreo fueron similares al realizado en la senda Schmidt, con la salvedad de que para cada sección no se anotaron las correspondientes medidas de localización geográfica, al considerarse como hipótesis de partida la inexistencia de variabilidad espacial en lo referente a las tasas de erosión existentes.

Las secciones se cortaron con una sierra de mano, obteniendo testigos cilíndricos de unos 15 cm de longitud. Aquellas raíces muertas, o en las que no se conservaba todo el patrón concéntrico, fueron desechadas. En la senda Schmidt se recolectaron 34 secciones útiles de raíces expuestas de *Pinus sylvestris*, y en Monterrubio 32 de *Quercus ilex*. De las muestras procedentes de Monterrubio, sólo 18 resultaron válidas para su posterior tratamiento estadístico, debido a las dificultades para el reconocimiento de los anillos.

En todos los casos se tomaron muestras de raíces orientadas según la dirección de máxima pendiente de la ladera. Es en éstas donde mejor se reflejan los valores de denudación, ya que de lo contrario la raíz tiende a actuar como un pequeño 'dique', reteniendo sedimentos por un lado y quedando descalzada por el otro. Además, únicamente se obtuvieron secciones de aquellas raíces expuestas que estaban a una distancia del tronco superior a un metro y medio, pues a distancias inferiores la exposición puede estar relacionada con el crecimiento del árbol (Carrara & Carroll 1979). Finalmente, se tomaron muestras de los suelos del entorno, con objeto de determinar su textura y densidad, siendo este último un dato esencial para transformar las tasas de erosión de mm/año a t/ha/año, y permitir por tanto su comparación con otros datos de la bibliografía.

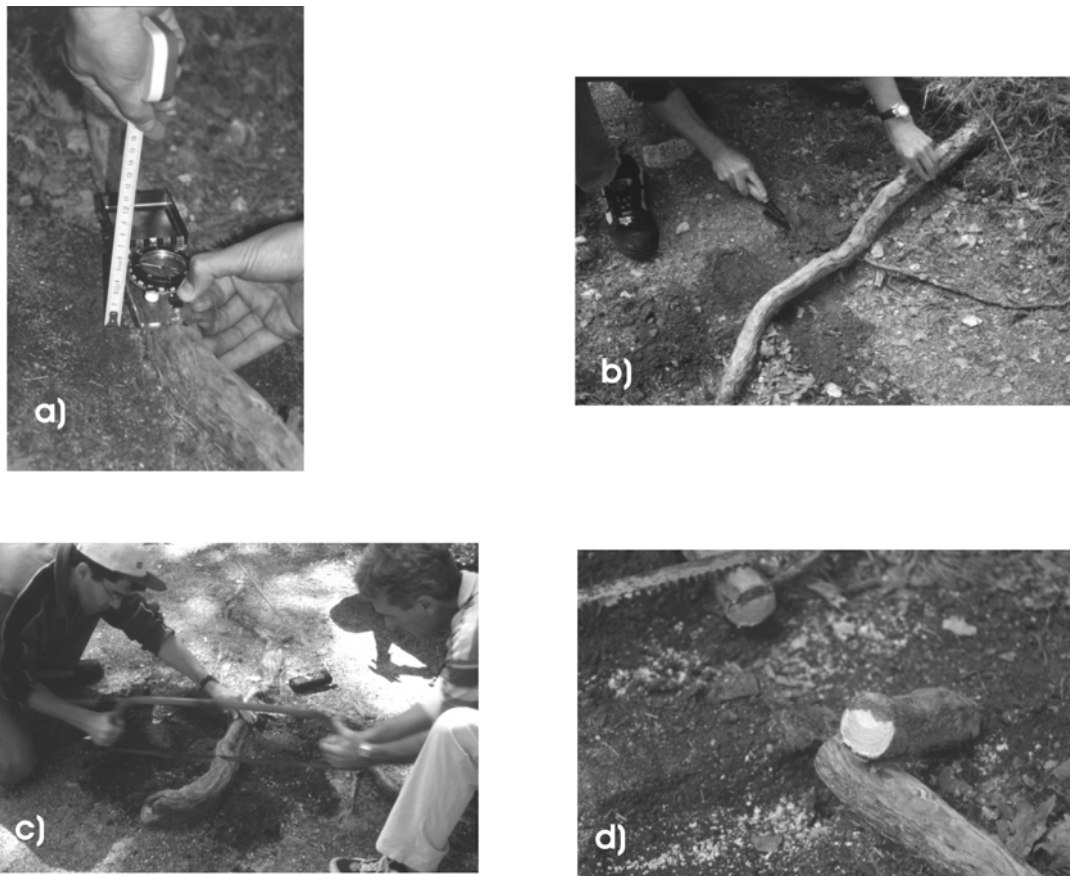


Figura 7.3. Sistemática seguida en campo para la toma de datos y corta de las secciones de raíz: a) medida de la altura de suelo desnudo; b) preparación previa de la raíz expuesta antes de ser cortada; c) corta de la raíz con sierra de mano; d) ejemplo de sección de raíz expuesta (*Pinus sylvestris*) muestreada en la senda Schmidt.

7.2.2. Análisis dendrogeomorfológico de raíces expuestas

7.2.2.1. Preparación de las muestras y análisis dendrocronológico preliminar

Las secciones de las raíces muestreadas se dejaron secar al aire libre durante dos meses. Pasado este tiempo se obtuvieron dos láminas a partir de la sección inicial, esta vez de aproximadamente 1,5 cm de espesor. Este proceso se aprovechó para mejorar la perpendicularidad en el corte. Posteriormente fueron pulidas. El resultado obtenido fue óptimo en las muestras de *Pinus sylvestris*, ya que los anillos se visualizaban directamente con claridad (Figura 7.4 a), pero no así en las muestras de

Quercus ilex, las cuales tuvieron que ser teñidas para poder realizar su análisis dendrogeomorfológico (Figura 7.4 b).

Como paso previo a la tinción de las muestras, se probaron diferentes tipos de tratamientos y tintes. Los colorantes utilizados fueron:

- Azul de metileno. Se prepararon dos tinciones con diferente concentración. La primera se obtuvo directamente del colorante original. La segunda se obtuvo a partir de la primera, diluyéndola a un 10%.
- Safranina. Se prepararon dos diluciones. Una dilución al 1% del concentrado, mientras que en la otra el concentrado se diluyó hasta un 0,1%. No obstante, algunas muestras fueron sometidas a pretratamientos previos a la tinción con safranina. El objetivo de los mismos fue la mejora del análisis visual de los anillos.

Seguidamente, se escanearon dos de las láminas de cada sección a una resolución de 1200 ppp, para proceder al estudio del patrón de crecimiento anual de los anillos. Así, se contabilizaron el número de anillos que presentaban un modelo de crecimiento excéntrico, el cual sirve de bioindicador para determinar el tiempo transcurrido desde que la raíz se descortezó parcialmente y, por tanto, como una aproximación válida para conocer la edad del inicio de la erosión, tomando como referencia la posición en la que la parte superior de la superficie del terreno enrasaba con la raíz.

Para determinar la edad de exposición de la raíz, además del cambio en el patrón morfológico de las series anuales de crecimiento (de concéntrico a excéntrico), se utilizó como indicador la formación de ‘madera de reacción’ al quedar la raíz expuesta. Este proceso es muy evidente en las raíces de *Pinus silvestris*, y no lo es tanto (o simplemente no se da) en las raíces de *Quercus ilex*. La madera de reacción se forma como respuesta al estrés mecánico al que se ve sometida la raíz cuando queda expuesta. Cuando se da en coníferas, este mecanismo de respuesta recibe el nombre de ‘compresión’. En la porción de sección de la raíz donde aparece, los anillos son más anchos. A la vez, el pisoteo continuo al que se ven sometidas las raíces en la senda Schmidt da lugar a que sobre las mismas actúe un campo de esfuerzos de

carácter compresivo y distensivo. Según Mattheck & Breloer (1996), esta combinación de esfuerzos es la responsable de que las raíces muestren secciones excéntricas (Figura 7.4 a).



Figura 7.4. Secciones pulidas de raíces expuestas de: a) *Pinus silvestris* (senda Schmidt). Se observa un patrón de crecimiento en la serie de anillos excéntrico, así como la existencia de reacción en madera. Ambos son resultado de la exposición de la raíz; b) *Quercus ilex* (bosque abierto de encinas en Monterrubbio) (Bodoque et al., 2005).

7.2.2.2. Evaluación del grado de certidumbre de las series sincronizadas mediante el programa COFECHA

Para el caso que nos ocupa, el establecimiento de una relación de equivalencia anillo-año de formación es a priori inmediata. Así, puesto que únicamente se muestrearon raíces vivas, es verosímil afirmar que el último anillo de crecimiento corresponde al año en que se llevó a cabo el muestreo (año 2001). De este modo, por simple conteo se pueden sincronizar cada uno de los anillos que forman la serie temporal. Además, se pueden datar los anillos que definen exposición, haciendo uso de los criterios morfológico y de variación de la estructura anatómica. Sin embargo, la datación de series anuales de crecimiento por simple datación visual carece de rigor científico. En general, las series pueden presentar falsos anillos, anillos ausentes, etc., que pueden introducir un grado de error en las series. Si se cumplen los postulados que permiten

la aplicación del principio de datación-cruzada (Stokes & Smiley, 1996), se pueden detectar los errores existentes en las series, ya que estas van a presentar patrones de crecimiento (medidas de anchura de los anillos) similares.

Mediante el paquete informático CATRAS (*Computer Aided Tree Ring Analysis System*) (Aniol, 1983), se midieron, con precisión de 0,01 mm, las medidas de anchura de los anillos. Dada la escasa longitud de las series disponibles, únicamente se utilizaron para el posterior análisis aquéllas con un tamaño igual o superior a 24 años. Como consecuencia, de las 34 series anuales de crecimiento iniciales, se rechazaron un total de 7. Seguidamente, se utilizó el programa COFECHA (Holmes, 1983; Holmes *et al.*, 1986; Grissino-Mayer, 2001), para evaluar la calidad de las medidas, así como determinar el grado de certidumbre de las series sincronizadas. Así, todas las series fueron filtradas mediante una función de tipo *spline* cúbico con periodo de 15 años, dividiéndose en segmentos de 12 años con solape de 6. Igualmente, a las series se les aplicó un modelo de autoregresión, para eliminar de las mismas la 'persistencia' o autocorrelación, así como una transformación logarítmica, con el fin de que las series fueran lo más 'centradas' e 'insesgadas' posible.

Sin embargo, en las láminas de *Quercus ilex* no se llevaron a cabo los análisis previos. En este caso, se ha asumido que la cuantificación de la erosión laminar presenta un cierto grado de incertidumbre, ya que en zonas con climas de tendencia semiárida, al cual se aproxima la localización de Monterrubio, la encina tiende a formar falsos anillos: cuando se producen precipitaciones intensas o después de un prolongado periodo sin apenas lluvia (Bichart, 1982; Ferrés, 1985). Igualmente, la existencia de falsos anillos y de radios medulares pluriseriados dificulta la interpretación de la edad y del patrón de crecimiento de esta especie (Loissant & Rapp 1971; Susmel *et al.*, 1976; Ferrés, 1985).

7.2.2.3. Análisis de la estructura anatómica de las raíces

Para el estudio de las variaciones en los patrones de crecimiento de la estructura anatómica de raíces sometidas a erosión mecánica, se analizaron 7 muestras de diferentes árboles (representativos del conjunto de la senda) de *Pinus sylvestris* que, a su vez, fueron comparadas con dos testigos de maderas no sometidas a esta

perturbación. Este análisis no se realizó en muestras de raíces expuestas de encina (*Quercus ilex*), dado que las características de su madera (dificultad para apreciar de manera clara los vasos conductores, presencia de radios medulares), hacen muy difícil interpretar el patrón de crecimiento anual de esta especie (Gené *et al.*, 1993).

Aunque el estudio de la estructura anatómica de las muestras, se intentó mediante microtomía por lámina delgada, la abundancia de resina en las muestras, así como la heterogeneidad que presentaban en la resistencia al corte transversal, impidió la obtención de buenas preparaciones. Por ello, el método utilizado consistió, en primer lugar, en el ablandado de las muestras en una mezcla de glicerina y alcohol, de acuerdo con el protocolo propuesto por Barefoot & Hankins (1982). Este tratamiento es usual cuando las maderas son suficientemente permeables. El método consiste en saturar la muestra en agua. Seguidamente, se sumerge en una solución de alcohol y glicerina en proporción 1:1. Esta solución lubrica y ablanda a la mayoría de las maderas lo suficiente para su preparación, sin necesidad de tratamientos ulteriores. Con posterioridad, se realizaron cortes con cuchilla en la sección transversal, con el fin de obtener planos de observación regulares.

El análisis se llevó a cabo mediante observación a reflexión en lupa binocular y en microscopio a luz reflejada con campo oscuro. Se tomaron medidas sobre fotografías digitales con analizador de imagen de los parámetros siguientes: a) anchura del anillo de crecimiento; b) número de células por anillo; c) porcentaje de madera tardía; d) diámetro máximo de la luz de las traqueidas. Las mediciones realizadas se llevaron a cabo en la dirección perpendicular al anillo de crecimiento, y siempre en la zona que presentaba mayores crecimientos. Para el caso concreto del parámetro 'luz de la traqueida', la medición se realizó en 12 células tomadas al azar y, en todos los casos, pertenecientes a madera temprana.

Finalmente, se realizó un análisis de la varianza (ADEVA) para las cuatro variables consideradas en el análisis anatómico. Para llevar a cabo el análisis, se definieron dos grupos de medidas. El primero, se deriva de las series anuales de crecimiento que denotan exposición, mientras que el segundo resulta de las series de anillos representativas de condiciones normales de recubrimiento edáfico.

7.2.3. *Análisis de los datos*

7.2.3.1. Análisis estadístico descriptivo

El hecho de que las dos zonas muestreadas, Senda Schmidt y Monterrubio, presenten características fisiográficas claramente diferenciadas, ha facilitado el análisis de la influencia (mediante herramientas estadísticas) de los factores ambientales que controlan el proceso erosivo (pendiente, orientación, textura del suelo...).

La parte principal del análisis consistió en el tratamiento estadístico de los datos derivados de las variables: 'tiempo de exposición' y 'altura de suelo denudado'. Al objeto de demostrar si las poblaciones de las que proceden las muestras seguían una distribución normal, se utilizó el estadístico de Kolmogorov-Smirnov, así como las medidas de forma (curtosis tipificada, asimetría tipificada). Para aquellas variables cuyos datos definían distribuciones no 'gaussianas', se llevo a cabo una distribución logarítmica de las medidas. De este modo, se consiguió que las variables transformadas definieran distribuciones de tipo log-normal.

7.2.3.2. Análisis estadístico multivariante

7.2.3.2.1. Análisis del grado de correlación existente entre las variables consideradas

Se ha determinado el grado de correlación existente entre cada una de las variables tenidas en cuenta en este estudio y la variable tasa de denudación media. Para ello, se realizó una matriz de correlación aplicando el coeficiente lineal de Pearson. Asimismo, se definió si la relación lineal entre cada par de variables era o no significativa. Con tal fin se realizó un contraste de hipótesis, en el que la hipótesis nula fue que no había relación entre las variables, es decir $\rho = 0$. Analíticamente, la

cuestión se resuelve viendo si $|r| > \frac{2}{\sqrt{n}}$; en caso positivo se dice que la relación es significativa, en caso contrario se dice que no lo es. Como resultado, a un nivel de confianza del 95 %, un valor de probabilidad inferior a 0,05 indica que se rechaza la hipótesis nula y que, por tanto, existe correlación lineal estadísticamente significativa entre las variables. No obstante, debido a que el significado estadístico de los valores

de orientación (en las variables 'orientación en ladera' y 'orientación local') no se corresponde con el significado físico de los mismos, se volvió a cuantificar el grado de relación existente entre los datos de tasa de erosión medidos y las correspondientes orientaciones de cada punto de muestreo, utilizando para ello el coeficiente de correlación clasificado de Spearman. De este modo, tras realizar el contraste de hipótesis anteriormente explicado se determinó, a un nivel de confianza del 95%, si existía correlación estadísticamente significativa entre dichas variables.

7.2.3.2.2. Análisis multifactor de la varianza (ADEVA)

El análisis ADEVA se ha realizado mediante el método de mínimas diferencias significativas de Fisher. Este análisis, mediante la construcción de diferentes test y gráficos, permite determinar qué factores explican un porcentaje estadísticamente significativo de la varianza de la variable dependiente. Las hipótesis del modelo son: a) las observaciones proceden de poblaciones que se distribuyen normalmente; b) idéntica varianza en las distribuciones de cada factor; c) los errores o desviaciones respecto a la media son independientes (*Tablas 7.1 y 7.2*).

Tabla 7.1. Medidas de los parámetros muestreados y evaluados en la senda Schmidt (*Pinus sylvestris*) (Bodoque et al., 2005).

Número de muestra	Situación (X-UTM)	Orientación ladera (° sexages.)	Orientación local –raíz– (° sexages.)	Suelo denudado máx / mín (mm)	Pendiente ladera (°)	Pendiente local –raíz– (°)	Edad de exposición (años)	Edad de la raíz (años)	Tasa de erosión máxima (mm/año)	Tasa de erosión mínima (mm/año)	Tasa de erosión media (mm/año)
1	412233	260,5	260,5	42/29	13,5	18,0	12	25	3,5	2,4	3,0
3	412169	222,0	212,0	94/77	24,0	12,0	42	64	2,2	1,8	2,0
4	412042	205,5	331,5	62/51	24,0	5,0	55	80	1,1	0,9	1,0
5	411929	222,0	231,5	84/39	28,5	22,0	10	63	8,4	3,9	6,1
6	411528	208,0	172,5	58/31	24,5	10,5	20	65	2,9	1,5	2,2
7	411428	222,0	175,0	48/40	24,5	10,5	7	65	6,9	5,7	6,3
8	411410	241,0	248,5	56/56	18,5	10,0	33	60	1,7	1,7	1,7
9	411354	185,0	168,0	76/44	17,5	5,0	50	116	1,5	0,9	1,2
10	411332	154,5	154,5	181/105	18,5	4,0	101	134	1,8	1,6	1,7
11	414680	318,0	318,0	94/46	18,0	26,0	24	42	3,9	1,9	2,9
13	414350	327,0	327,0	92/54	27,0	6,0	30	43	3,0	1,8	2,4
14	414341	341,0	22,0	73/67	26,0	7,0	26	80	2,8	0,9	2,7
15	414240	1,0	1,0	144/71	23,0	8,0	24	95	6,0	3,9	4,5
16	414161	19,0	340,0	61/53	21,0	8,0	46	90	1,5	1,3	1,2
17	414109	344,0	332,0	80/72	17,0	14,0	34	70	5,7	2,4	2,2
18	414053	347,0	285,0	100/89	12,0	7,0	28	47	3,6	1,7	3,4
19	412620	41,0	11,0	84/61	23,0	8,0	67	114	1,3	0,9	1,1
20	412392	29,0	24,0	52/35	19,0	8,0	27	58	1,9	1,6	1,7
21	413993	335,0	292,0	84/82	18,0	12,0	10	75	8,4	8,2	8,3
22	413580	30,0	38,0	51/41	14,0	8,0	73	73	0,7	0,6	0,6
23	413619	25,0	99,0	109/74	21,0	4,0	57	118	1,9	1,3	1,6
24	413868	26,0	224,0	79/74	24,0	7,0	29	61	2,7	2,6	2,6
25	413979	316,0	253,0	102/59	17,0	4,0	9	31	11,3	6,6	8,9
26	412170	42,0	42,0	67/43	24,0	13,0	43	102	1,6	1,0	1,3
27	414604	319,0	273,0	61/56	16,0	6,0	27	87	2,3	2,1	2,2
28	414020	330,0	330,0	66/35	18,0	7,0	67	113	1,0	0,5	0,7
29	412746	15,0	54,0	74/49	25,0	13,0	33	92	2,2	1,5	1,8
30	412847	339,0	318,0	64/59	17,0	11,0	76	106	0,8	0,8	0,8
31	413094	353,0	44,0	61/54	25,0	6,0	18	111	3,4	3,0	3,2
32	413127	13,0	23,0	83/46	24,0	3,0	60	102	1,4	0,8	1,1
33	413198	9,0	9,0	42/36	17,0	9,0	31	68	1,4	1,2	1,3
34	413366	10,0	54,0	84/73	18,0	9,0	28	109	3,0	2,6	2,6
35	413389	14,0	14,0	84/73	18,0	8,0	62	102	1,4	1,2	1,3
36	413521	74,0	36,0	66/44	21,0	12,0	43	70	1,5	1,2	1,2

* Edad de exposición determinada por simple conteo de anillos. No se ha desarrollado el principio de datación-cruzada, así como tampoco se ha determinado la presencia de anillos falsos o ausentes. Como consecuencia, los tiempos de exposición establecidos son aproximados (Fritts, 1976).

Tabla 7.2. Medidas de los parámetros muestreados y evaluados en Monterrubio (*Quercus ilex*). Las líneas discontinuas indican falta de datos (Bodoque et al., 2005).

Número de muestra	Situación (X-UTM)	Orientación ladera (° sexages.)	Orientación local –raíz– (° sexages.)	Suelo denudado máx / mín (mm)	Pendiente ladera (°)	Pendiente local –raíz– (°)	Edad de exposición (años) *	Edad de la raíz (años) *	Tasa de erosión máxima (mm/año)	Tasa de erosión mínima (mm/año)
1	124	130	81 / 52	7	12	40	61	2,0	1,3	1,6
2	176	176	76 / 72	9	13	42	----	1,8	1,7	1,7
3	160	160	31 / 22	14	13	----	----	-----	-----	-----
4	168	147	33 / 30	18	13	----	----	-----	-----	-----
5	158	158	33 / 28	16	17	----	----	-----	-----	-----
6	114	252	72 / 66	4	8	19	44	3,8	3,5	3,6
7	104	72	42 / 33	8	7	----	----	-----	-----	-----
8	116	159	60 / 58	9	11	30	----	2,0	1,9	1,9
9	116	158	33 / 32	9	8	28	----	1,2	1,1	1,1
10	116	106	55 / 52	9	11	23	48	2,4	2,3	2,3
11	106	188	51 / 32	9	10	29	34	1,8	1,1	1,4
12	98	131	20 / 17	17	13	35	----	0,6	0,5	0,5
13	176	137	40 / 28	17	17	----	----	-----	-----	-----
14	196	196	21 / 21	19	18	----	----	-----	-----	-----
15	184	211	48 / 32	20	21	----	----	-----	-----	-----
16	207	264	39 / 25	21	12	----	----	-----	-----	-----
17	175	175	35 / 30	19	18	24	----	1,5	1,2	1,3
18	175	175	35 / 30	19	18	----	----	-----	-----	-----
19	181	106	31 / 11	18	15	19	----	1,6	0,6	1,1
20	170	170	15 / 12	20	20	19	----	0,8	0,6	0,7
21	195	223	49 / 38	18	12	30	----	1,6	1,3	1,4
22	144	133	30 / 8	15	13	28	----	2,0	2,0	2,0
23	180	194	33 / 29	10	3	21	40	1,4	0,2	0,8
24	200	200	25 / 21	11	9	18	----	-----	-----	-----
25	194	194	33 / 29	19	8	----	----	-----	-----	-----
26	213	213	31 / 19	21	22	27	47	1,1	0,7	0,9
27	167	120	30 / 14	22	23	----	----	-----	-----	-----
28	184	111	32 / 21	19	15	12	----	2,7	-----	2,7
29	206	166	27 / 22	17	12	----	----	-----	-----	-----
30	222	188	20 / 18	13	12	----	----	-----	-----	-----
31	166	136	15 / 13	9	8	----	----	-----	-----	-----
32	137	93	52 / 21	11	7	20	----	2,6	1,0	1,8

* Edad de exposición determinada por simple conteo de anillos. No se ha desarrollado el principio de datación-cruzada, así como tampoco se ha determinado la presencia de anillos falsos o ausentes. Como consecuencia, los tiempos de exposición establecidos son aproximados (Fritts, 1976).

7.3. RESULTADOS

7.3.1. Análisis dendrogeomorfológico de raíces expuestas

7.3.1.1. Evaluación del grado de certidumbre de las series sincronizadas mediante el programa COFECHA

Como resultado del análisis de validación estadística de las series realizado con el programa COFECHA, ninguna de las series presenta en ninguno de sus segmentos un valor de correlación superior al crítico (0,67). Además, tampoco se produce mejora en los valores de correlación mediante el desfase temporal de cada anillo (± 10 años), salvo en una serie y quizás por azar. Por tanto, desde un punto de vista estadístico, no se puede definir cuál es el grado de exactitud de las series sincronizadas.

7.3.1.2. Análisis de la estructura anatómica de las raíces

De todos los parámetros estudiados, el que ofrece una respuesta más clara a la exposición es la medida de anchura del anillo. Así, en el conjunto de muestras analizadas, se observa que a partir de un momento dado hay un fuerte aumento en esta medida, pudiendo llegar a ser este incremento de hasta 10 veces con respecto al valor medio de la anchura de los anillos precedentes. El origen traumático de estos anillos de elevado grosor, podría estar relacionado con la desaparición del meristema secundario (*cambium*) en una superficie considerable. Las raíces expuestas analizadas presentan cambios en las pautas de crecimiento, que parecen coincidir con un patrón común, según el cual, tanto la anchura de los anillos como el tamaño de las células de primavera se ven modificados de modo significativo.

Tras realizar el análisis ADEVA (Tabla 7.3), se ha verificado que existe una diferencia estadísticamente significativa entre los dos grupos de medias. El análisis estadístico permite afirmar que los cambios en crecimiento anual son indicadores de las fases erosivas, mientras que el porcentaje de madera temprana y las dimensiones de las traqueidas de madera temprana son indicadores del cambio en la mayoría de los casos. Los resultados obtenidos verifican que los cambios anatómicos producidos al quedar expuestas las raíces de *Pinus sylvestris*, permiten establecer el primer año de

exposición. Así, en el primer año de exposición la anchura del anillo se incrementa considerablemente, tanto en el número de traqueidas por anillo como en el tamaño absoluto del mismo. Éste, a su vez, coincide con el primer año de exposición determinado mediante criterios morfológicos con un margen de diferencia que en ningún caso supera el $\pm 3\%$. Por el contrario, el patrón de evolución que sigue el parámetro 'tamaño de la traqueida' es inverso al anterior. De hecho, lo que se produce es un brusco descenso en el tamaño de las células. Posteriormente, una vez superada la acción perturbadora, los tamaños tienden a estabilizarse (*Figuras 7.5 y 7.6*). Otro parámetro que ofrece una respuesta clara al primer año de exposición es el 'porcentaje de madera tardía' (*Tabla 7.3*), que muestra un incremento significativo en sus valores (*Figuras 7.7 y 7.8*).

Tabla 7.3. Matriz de comparación de los grupos N (años de no exposición) y E (años de exposición) para cada muestra de madera estudiada. En la muestra 1 se definió otro grupo llamado P, que hace referencia a los años que siguen a la exposición. Los valores en *negrita-cursiva* indican que éstos no muestran diferencias estadísticamente significativas a un nivel de confianza del 95% (Bodoque et al., 2005).

ID muestras	Series de anillos	Zonas	Anchura de los anillos de crecimiento (mm)		Número de células por anillo		Porcentaje de madera tardía		Diámetros de la luz celular en la madera temprana (µm)	
			Media	Grupos homogéneos	Media	Grupos homogéneos	Media	Grupos homogéneos	Media	Grupos homogéneos
I	43	N	0,184	a	5,85	a	2,28	a	37,13	a
	17	E	1,288	b	33,76	b	45,06	b	21,94	b
	40	P	0,211	a	5,58	a	1,81	a	24,19	b
II	40	N	0,314	a	5,57	a	8,17	a	51,40	a
	26	E	0,878	b	27,23	b	58,24	b	22,00	b
III	73	N	0,181	a	4,33	a	4,28	a	39,83	a
	27	E	0,986	b	21,33	b	44,11	b	24,02	b
IV	42	N	0,344	a	8,57	a	<i>29,45</i>	<i>a</i>	<i>37,58</i>	<i>a</i>
	26	E	1,283	b	33,50	b	<i>30,92</i>	<i>a</i>	<i>34,88</i>	<i>a</i>
V	33	N	0,555	a	12,24	a	<i>39,88</i>	<i>a</i>	<i>25,08</i>	<i>a</i>
	20	E	1,471	b	32,30	b	<i>44,97</i>	<i>a</i>	<i>23,79</i>	<i>a</i>
VI	46	N	0,215	a	5,08	a	5,11	a	53,65	a
	41	E	0,612	b	13,19	b	31,63	b	35,52	b
VII	26	N	0,794	a	7,61	a	<i>23,60</i>	<i>a</i>	68,48	a
	21	E	1,992	b	21,05	b	<i>30,06</i>	<i>a</i>	42,02	b

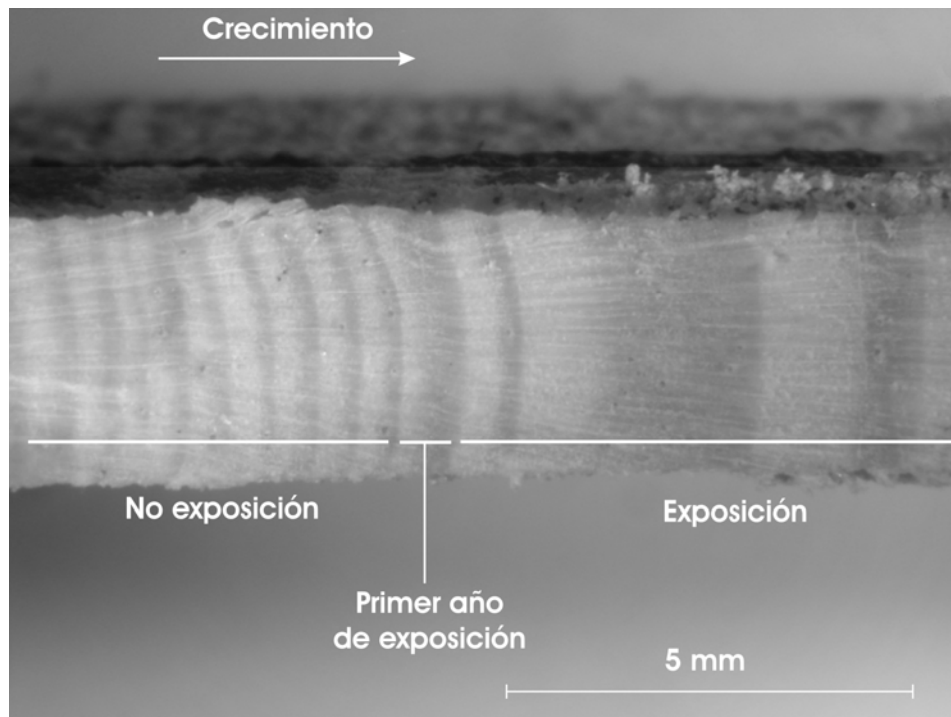


Figura 7.5. Umbral de cambio (resultado de la exposición) en la medida de anchura de los anillos, *Pinus sylvestris*, senda Schmidt. La línea discontinua indica el primer año de exposición (Bodoque et al., 2005).

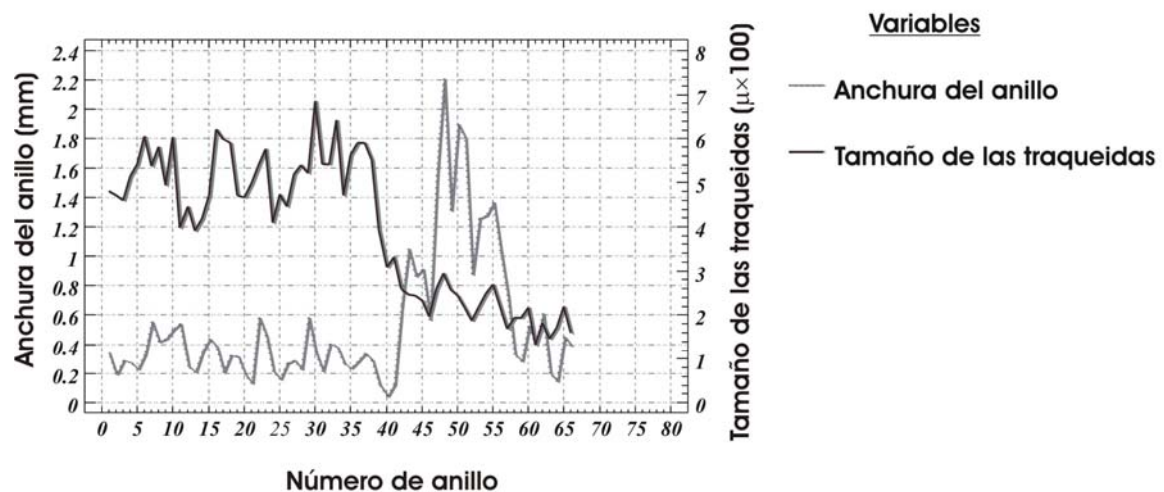


Figura 7.6. Variación en el tiempo, consecuencia de la exposición de las raíces, de la anchura de los anillos, así como del tamaño de las traqueidas en *Pinus sylvestris* (Bodoque et al., 2005).

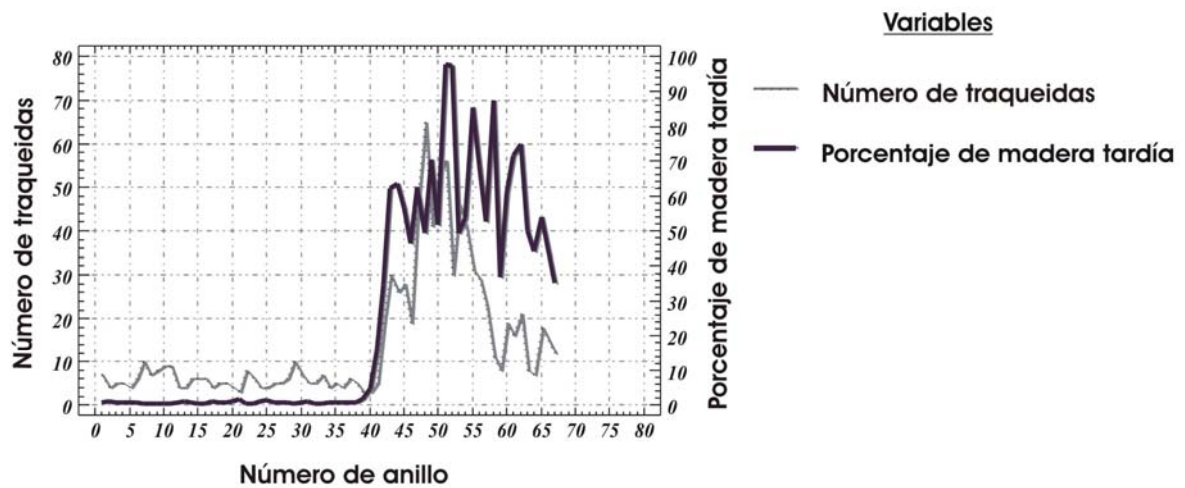


Figura 7.7. Variación en el tiempo de los factores: número de traqueidas y porcentaje de madera tardía (*Pinus Sylvestris*, senda Schmidt) (Bodoque et al., 2005).

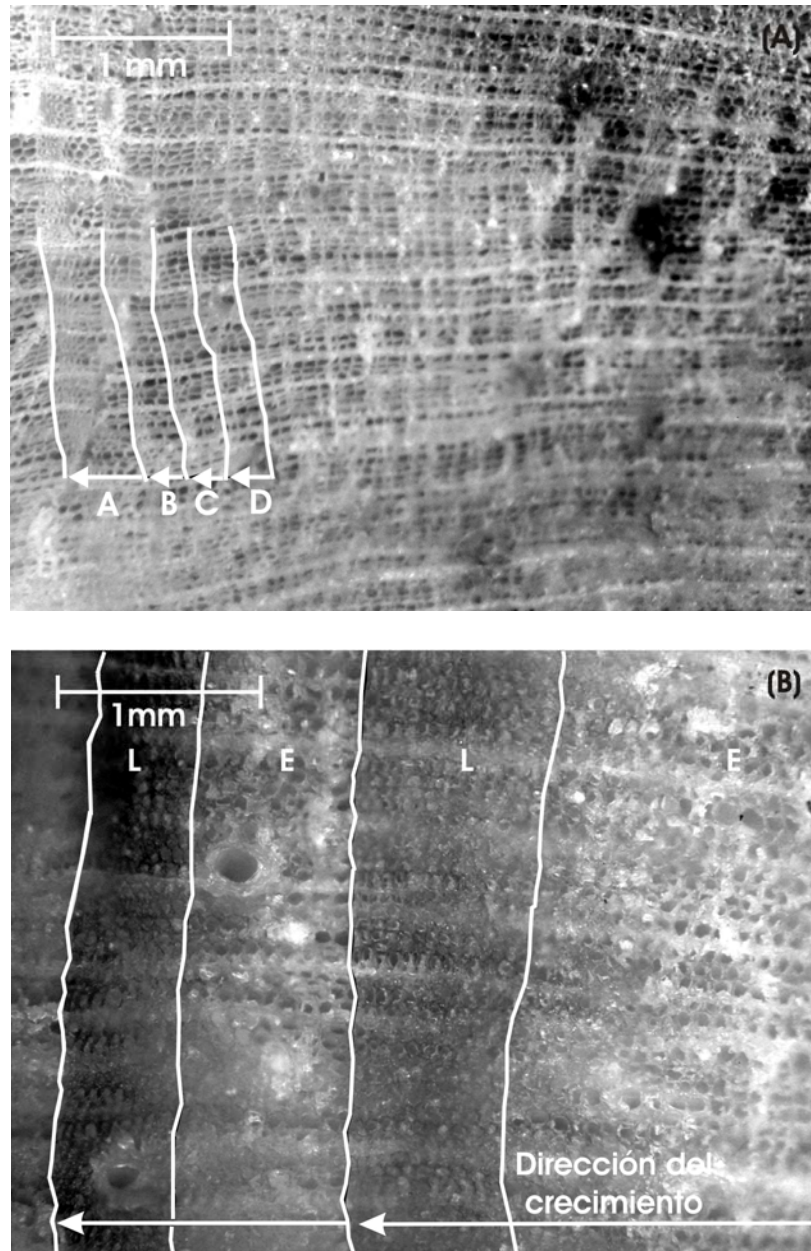


Figura 7.8. A) Sección de una raíz de *Pinus sylvestris* en condiciones de no exposición (A, B, C, D), representan anillos de crecimiento. L+E. B) Sección de una raíz expuesta de *Pinus sylvestris*. Como consecuencia de la exposición, se observa un incremento en la anchura de los anillos de crecimiento, así como en el porcentaje de madera tardía. L= madera tardía; E= madera temprana (Bodoque et al., 2005).

7.3.2. Análisis de los datos

7.3.2.1. Análisis estadístico descriptivo

Del análisis estadístico preliminar realizado en la senda Schmidt, se obtuvo la conclusión de que la muestra estaba sesgada hacia valores altos. Así, los valores de asimetría y curtosis tipificada están fuera del intervalo (-2,2), aspecto éste que permite afirmar que la población de la que procede la muestra no se ajusta a una distribución normal, o lo que es lo mismo, no se cumple que la mayoría de los valores de la distribución se agrupen alrededor de la media, así como tampoco que la distribución sea insesgada (*Tabla 7.4*).

Tabla 7.4. Valores de los parámetros estadísticos aplicados a las tasas de erosión media, máxima y mínima calculadas en la senda Schmidt (Bodoque et al., 2005).

Estadísticos	Tasa de erosión máxima (mm/año)	Tasa de erosión mínima (mm/año)	Tasa de erosión media ¹ (mm/año)
Media	2,90	2,00	2,60
Mediana	2,20	1,60	2,10
Media geométrica	2,30	1,60	2,10
Valor máximo	11,30	6,60	8,90
Valor mínimo	0,70	0,50	0,60
Rango	10,60	6,10	8,30
Varianza	6,00	2,30	4,10
Desviación estándar	2,50	1,50	2,00
Asimetría tipificada	4,80	4,20	4,50
Curtosis tipificada	4,6	3,3	3,9

¹ Valor estimado del estadístico de Kolmogorov-Smirnov = 0,21; p-valor a un nivel de confianza del 99 % es < 0,01

Igualmente, el gráfico de normalidad y el de asimetría corroboran que la distribución está sesgada (*Figura 7.9*). En el primer caso, cinco puntos de la muestra aparecen de modo claro no alineados con la recta, cuya ecuación se establece a partir de la mediana y el rango intercuartílico, que define la pendiente de dicha recta. Por otro lado, el segundo gráfico muestra que la distribución está sesgada positivamente, ya que cinco puntos de la muestra se encuentran visiblemente desviados de la línea diagonal de referencia. Además, el gráfico de 'cajas' y 'bigotes' (*Figura 7.9*), indica que

hay dos puntos que presentan tasas de denudación media superiores en 1,5 veces el rango intercuartílico, así como otros dos con tasas de denudación media tres veces superiores a dicho rango. La presencia de estos puntos indica que la distribución está altamente sesgada, así como la posible existencia de valores atípicos (*outliers*). En este sentido, del análisis de los percentiles y cuartiles de la muestra (*Tabla 7.5*), se deriva el dato de que el 75% de las muestras presentan tasas de denudación media inferiores o iguales a 3 mm/año, mientras que en el 25 % restante las tasas están comprendidas en un rango que va de 3 a 8,9 mm/año.

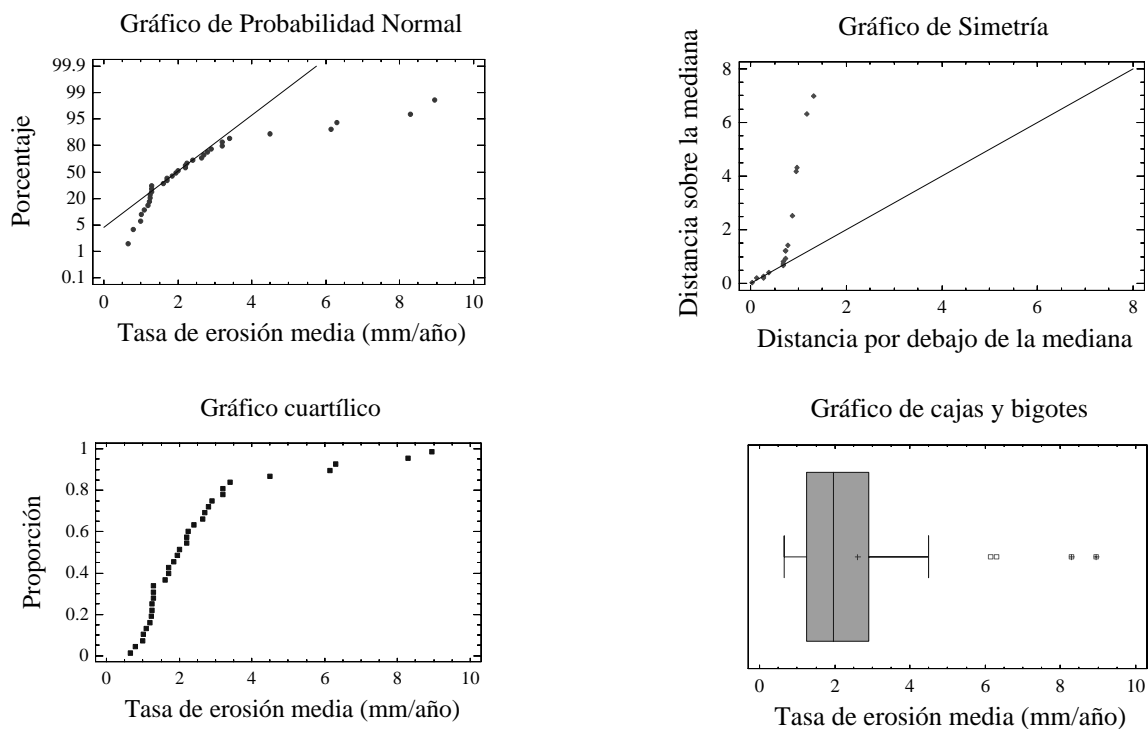


Figura 7.9. Evaluación cualitativa del grado de ajuste de las medidas de tasa de erosión (obtenidas en la senda Schmidt) a una distribución de probabilidad normal.

Para conseguir que el conjunto de medidas de la variable tasa de denudación media ajusten a una distribución normal, es decir, que la muestra sea lo más ‘centrada’ e ‘insesgada’ posible, o lo que es lo mismo, que la mayoría de los valores se agrupen alrededor de la media, así como que los valores extremos se sitúen de modo simétrico respecto de la media y con frecuencias similares, se realizó una transformación logarítmica de los datos. Seguidamente, se midió el ajuste a una distribución normal de los datos muestrales en la variable transformada, para lo cual se utilizó el estadístico de Kolmogorov. Dado que el p-valor del contraste realizado es 0,70, mayor que 0,10, se concluyó, a un nivel de significación del 90%, que los datos procedían de una población con distribución normal. La estimación del valor medio de la variable log-normal mediante inferencia estadística, permitió definir el intervalo en el que estaba contenida la media poblacional. Para transformar los valores obtenidos a unidades de mm/año, se utilizó el antilogaritmo natural, de modo que el valor medio de la tasa de erosión existente en la senda Schmidt durante el periodo 1893-2001 se encuentra dentro del intervalo 1,7 mm/año – 2,6 mm/año, a un nivel de significación del 95 %.

Tabla 7.5. Tabla de frecuencias para la variable tasa de erosión media (Senda Schmidt) (Bodoque et al., 2005).

Clase	Límite Inferior	Límite superior	Punto medio	Frecuencia	Frecuencia Relativa	Frecuencia acumulada	Frecuencia relativa acumulada
1	0,00	0,00	0,71	0	0,00	0	0,00
2	1,43	1,43	2,14	12	0,35	12	0,35
3	2,86	2,86	3,57	13	0,38	25	0,74
4	4,29	4,29	5,00	4	0,12	29	0,85
5	5,71	5,71	6,43	1	0,03	30	0,88
6	7,14	7,14	7,86	2	0,06	32	0,94
7	8,57	8,57	9,29	1	0,03	33	0,97
8	10,00	10,00		1	0,03	34	1,00
				0	0,00	34	1,00

En Monterrubio, del análisis estadístico realizado sobre la variable ‘tasa de erosión’ media se deduce que la población de la que procede la muestra sigue una distribución normal. Así, lo demuestran los valores de curtosis y asimetría tipificada, que se encuentran dentro del intervalo -2, 2 (*Tabla 7.6*), así como el valor que se obtiene al desarrollar el estadístico de Kolmogorov, que es superior a 0,10, concretamente 0,88.

Tabla 7.6. Valores de los parámetros estadísticos aplicados a las tasas de erosión media, máxima y mínima determinadas en Monterrubio (*Bodoque et al.,2005*).

Estadísticos	Tasa de erosión máxima (mm/año)	Tasa de erosión mínima (mm/año)	Tasa de erosión media (mm/año)
Media	1,80	1,30	1,60
Mediana	1,70	1,20	1,40
Media geométrica	1,60	1,30	1,40
Valor máximo	3,80	3,50	3,60
Valor mínimo	0,60	0,20	0,50
Rango	3,20	3,30	3,10
Varianza	0,60	0,60	0,60
Desviación estándar	0,80	0,80	0,80
Asimetría tipificada	1,60	2,20	2,00
Curtosis tipificada	1,50	2,00	1,50

¹ Valor estimado del estadístico de Kolmogorov-Smirnov = 0,12; p-valor a un nivel de confianza del 99 % es < 0,01

No obstante, con el objetivo de hacer más centrada e insesgada la muestra, también en este caso se realizó una transformación logarítmica de los datos, para de este modo conferir mayor exactitud a las conclusiones derivadas de los análisis estadísticos realizados (*Figura 7.10*). De este modo, a un nivel de significación del 95%, el valor medio de la variable ‘tasa de erosión’ en el emplazamiento de Monterrubio, se encuentra dentro del intervalo 1,1 mm/año–1,8 mm/año.

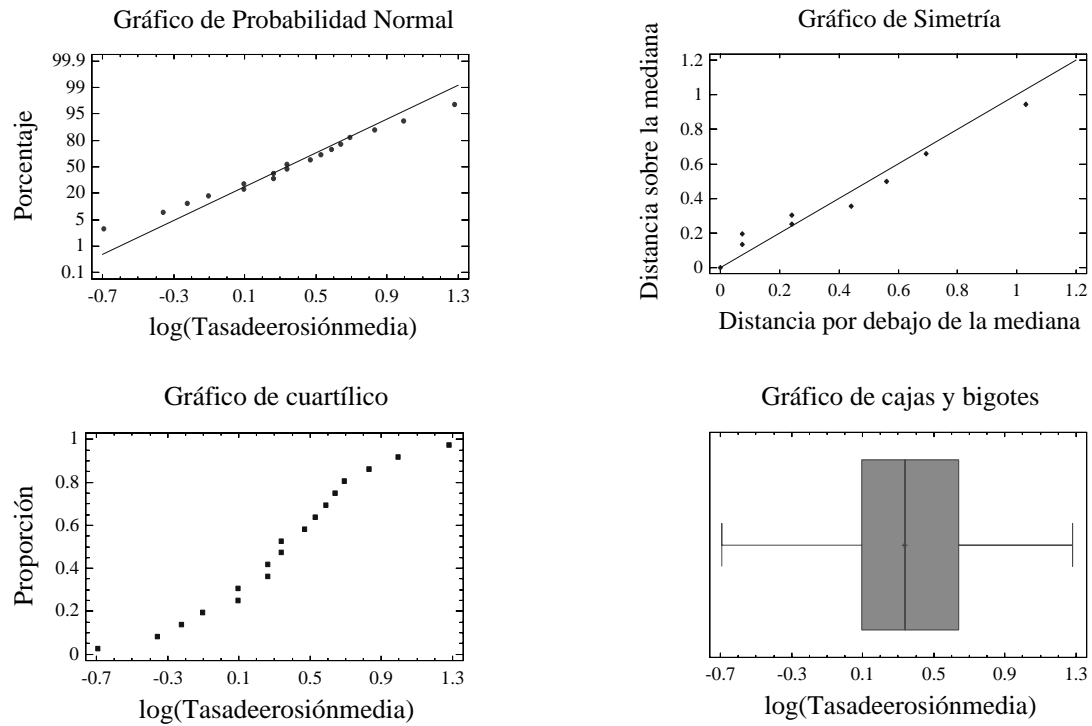


Figura 7.10. Evaluación cualitativa del grado de ajuste de las medidas de tasa de erosión (obtenidas en el emplazamiento de Monterrubio) a una distribución de probabilidad normal.

7.3.2.2. Análisis estadístico multivariante

7.3.2.2.1. Análisis del grado de correlación existente entre las variables consideradas

En la Senda de Schmidt, tras la aplicación del coeficiente de correlación clasificado de Spearman, se pudo concluir que no existía correlación lineal significativa entre la variable tasa de erosión media y las variables de orientación consideradas (*Tabla 7.7*). Igualmente, a un nivel de confianza del 95%, no hay evidencia de correlación lineal estadísticamente significativa entre las variables (*Tabla 7.8*). En todos los casos el p-valor es mayor que 0,05.

Respecto a Monterrubio, a un nivel de significación del 95%, únicamente se obtuvo correlación lineal estadísticamente significativa entre la variable dependiente y la variable pendiente de la ladera (*Tabla 7.9*). Al igual que en la Senda Schmidt, se determinó mediante el coeficiente de Spearman, la presencia o no de correlación significativa, entre las variables orientación de ladera y orientación de raíz, frente a la variable transformada. Sin embargo, no se obtuvieron datos concluyentes al respecto (*Tabla 7.10*).

Tabla 7.7. Valores del coeficiente de correlación de Spearman para las variables orientación de ladera y orientación de raíz, frente a la tasa de erosión media (Senda Schmidt).

	Orientación ladera	Orientación raíz
Coeficiente de correlación de Spearman	0,34	0,13
Número de datos	(34)	(34)
Valor de probabilidad	0,053	0,450

Tabla 7.8. Matriz en la que se incluyen los valores correspondientes a la correlación lineal de Pearson entre variables (senda Schmidt).

	Edad de la erosión	Situación	Pen. ladera	Pen. raíz
Edad de la erosión		-0,1559 (34) 0,3785	-0,1805 (34) 0,3071	-0,3679 (34) 0,0323
Situación	-0,1559 (34) 0,3785		-0,1984 (34) 0,2607	-0,0412 (34) 0,8170
Pend. ladera	-0,1805 (34) 0,3071	-0,1984 (34) 0,2607		0,0179 (34) 0,9197
Pend. raíz	-0,3679 (34) 0,0323	-0,0412 (34) 0,8170	0,0179 (34) 0,9197	
Ori. ladera (A)	-0,2905 (34) 0,0956	0,1436 (34) 0,4179	-0,1417 (34) 0,4240	0,1816 (34) 0,3041
Ori. raíz (B)	-0,1192 (34) 0,5020	0,1413 (34) 0,4253	-0,2104 (34) 0,2324	0,2226 (34) 0,2057
(A - B)	-0,1691 (34) 0,3391	0,2580 (34) 0,1408	0,3059 (34) 0,0785	-0,2624 (34) 0,1338
log (Tasa de eros. media)	-0,7995 (34) 0,0000	0,1618 (34) 0,3606	0,1121 (34) 0,5278	0,2315 (34) 0,1878
	Ori. ladera	Ori. raíz	(A - B)	log(Tasa de erosión media)
Edad de la erosión	-0,2905 (34) 0,0956	-0,1192 (34) 0,5020	-0,1691 (34) 0,3391	-0,7995 (34) 0,0000
Situación	0,1436 (34) 0,4179	0,1413 (34) 0,4253	0,2580 (34) 0,1408	0,1618 (34) 0,3606
Pend. ladera	-0,1417 (34) 0,4240	-0,2104 (34) 0,2324	0,3059 (34) 0,0785	0,1121 (34) 0,5278
Pend. raíz	0,1816 (34) 0,3041	0,2226 (34) 0,2057	-0,2624 (34) 0,1338	0,2315 (34) 0,1878
Ori. ladera (A)		0,6655 (34) 0,0000	0,0975 (34) 0,5831	0,3917 (34) 0,0220
Ori. raíz (B)	0,6655 (34) 0,0000		0,0113 (34) 0,9495	0,1956 (34) 0,2675
(A -B)	0,0975 (34) 0,5831	0,0113 (34) 0,9495		0,0777 (34) 0,6621
log (Tasa de eros. media)	0,3917 (34) 0,0220	0,1956 (34) 0,2675	0,0777 (34) 0,6621	

Tabla 7.9 Matriz en la que se incluyen los valores correspondientes a la correlación lineal de Pearson entre variables (Monterrubio).

	Edad de la erosión	Pend. ladera	Pend. raíz	Ori. ladera (A)
Edad de la erosión		-0,2518 (18) 0,3135	0,0300 (18) 0,9060	-0,3032 (18) 0,2212
Pend. ladera	-0,2518 (18) 0,3135		0,7597 (18) 0,0003	0,5893 (18) 0,0101
Pend. raíz	0,0300 (18) 0,9060	0,7597 (18) 0,0003		0,3975 (18) 0,1024
Ori. ladera (A)	-0,3032 (18) 0,2212	0,5893 (18) 0,0101	0,3975 (18) 0,1024	
Ori. raíz (B)	0,0503 (18) 0,8429	-0,1196 (18) 0,6363	-0,0305 (18) 0,9043	0,2629 (18) 0,2919
(A - B)	-0,3372 (18) 0,1711	-0,3065 (18) 0,2161	-0,3060 (18) 0,2169	-0,3884 (18) 0,1112
log (Tasa de eros. media)	-0,1822 (18) 0,4693	-0,4683 (18) 0,0500	-0,2369 (18) 0,3439	-0,1699 (18) 0,5004
	Ori. raíz (B)	(A - B)	log(Tasa de erosión media)	
Edad de la erosión	0,0503 (18) 0,8429	-0,3372 (18) 0,1711	-0,1822 (18) 0,4693	
pend. ladera	-0,1196 (18) 0,6363	-0,3065 (18) 0,2161	-0,4683 (18) 0,0500	
Pend. raíz	-0,0305 (18) 0,9043	-0,3060 (18) 0,2169	-0,2369 (18) 0,3439	
Ori. ladera (A)	0,2629 (18) 0,2919	-0,3884 (18) 0,1112	-0,1699 (18) 0,5004	
Ori. raíz		0,1129 (18) 0,6557	-0,0262 (18) 0,9179	
(A - B)	0,1129 (18) 0,6557		0,4494 (18) 0,0613	
log(Tasa de eros. media)	-0,0262 (18) 0,9179	0,4494 (18) 0,0613		

Tabla 7.10. Valores del coeficiente de correlación de Spearman para las variables orientación de ladera y orientación de raíz, frente a la tasa de erosión media (Monterrubio).

	Orientación ladera	Orientación raíz
Coeficiente de correlación de Spearman	-0,18	-0,16
Número de datos	(18)	(18)
Valor de probabilidad	0,45	0,50

7.3.2.2.2. Análisis multifactor de la varianza (ADEVA)

Para la implementación del método, se especificaron categorías en cada una de las variables independientes o factores, mientras que en la variable dependiente se utilizaron los valores originales. Para ello, se graficaron separadamente cada una de las variables que se han tenido en cuenta en este estudio frente a las tasas de erosión obtenidas en la senda Schmidt y Monterrubio (*Figuras 7.11 y 7.12*). Las clases se definieron de modo arbitrario en aquellos factores, donde la nube de puntos resultante del cruce con las tasas de erosión no marcaba tendencias claras; en aquellos otros donde era evidente la relación existente entre las variables y las tasas de denudación, se establecieron grupos homogéneos en función de las variaciones en dicha relación (*Tablas 7.11 y 7.12*).

El objetivo del experimento fue contrastar la igualdad de medias de los niveles establecidos para cada factor, es decir, si los efectos de un factor sobre la variable dependiente eran nulos:

$$H_0 = \alpha_1 = \alpha_2 = \dots \alpha_i = 0$$

$$H_1 = \text{al menos una de las medias es diferente}$$

A la vista de los valores de probabilidad obtenidos en la senda Schmidt (*Tabla 7.13*), se acepta la hipótesis nula para todos los factores excepto para las variable 'situación en el camino', pues presenta un p-valor < 0,05. Como resultado, el factor 'situación en el camino' tiene efecto estadísticamente significativo sobre la variable respuesta, a un nivel de confianza del 95 %. Sin embargo, en Monterrubio, a un nivel de significación

del 95%, ninguno de los factores ambientales considerados explica de modo significativo la variabilidad de la variable dependiente (*Tabla 7.14*).

Además, mediante el desarrollo del contraste de Fisher de mínimas diferencias significativas, se realizó un análisis de comparación múltiple (*Figura 7.13*) para las clases definidas en los factores ‘edad de exposición’ y ‘situación en el camino’ (ambos referidos a la Senda Schmidt). Los resultados que se derivaron de la aplicación del análisis muestran, a un nivel de confianza del 95%, la existencia de diferencias significativas entre cada uno de los grupos de edad definidos. De hecho, las tasas de erosión en la senda Schmidt dependen en gran parte de la edad de exposición de las raíces. Así, las secciones de raíces expuestas con edades de exposición inferiores a 10 años presentan tasas de erosión mayores. Respecto a la localización de las muestras en la Senda, existen diferencias significativas entre las secciones de raíces cortadas en los primeros ochocientos metros de senda muestreada (considerando como punto de inicio del muestreo el más próximo a la estación de esquí de Navacerrada) y el resto (*Tablas 7.15 y 7.16*).

Tabla 7.11. Clases definidas para los factores utilizados en el análisis de la varianza (ADEVA) de la variable ‘tasa de erosión media’ (Senda Schmidt) (Bodoque et al., 2002).

Edad de exposición aproximada	Ubicación (X-UTM)	Pendiente ladera (°)	Pendiente local (°)	Orientación ladera (° sexages.)	Orientación local (° sexages.)	Orientación (ladera-local) (° sexages.)
103 años-33 años	411,332-<413,094	12-<18,5	3-<9	330-30	330-30	0-74
< 33 años – 18 años	413,094-<413,868	18,5-<24,5	9-<18	>30-90	>30-90	>74-321
< 18 años	413,868-414,680	24,5-28,5	18-26	>90-150	>90-150	
				>150-210	>150-210	
				>210-270	>210-270	
				>270-<330	>270-<330	

Tabla 7.12. Clases definidas para los factores utilizados en el análisis de la varianza (ADEVA) de la variable tasa de erosión media (Monterrubio) (Bodoque et al., 2002).

Edad de exposición aproximada	Pendiente ladera (°)	Pendiente local (°)	Orientación Ladera (° sexages.)	Orientación Local (° sexages.)	Orientación (ladera-local) (° sexages.)
42 años-29 años	4-11	3-11	90-145	90-145	0-93
<29 años-21 años	<11-21	<11-22	>145-215	>145-225	>93-138
<21 años-12 años				>225-252	

Tabla 7.13. Análisis de la varianza para la variable dependiente (senda Schmidt) (Bodoque et al., 2002).

Fuentes de Variabilidad	Suma de cuadrados	GI	Varianzas	F-Ratio	P-valor
PRINCIPALES EFECTOS					
A: Edad de exposición	2,76	2	1,38	15,45	-----
B: Situación	0,70	2	0,35	3,93	0,04
C: Pendiente ladera	0,08	2	0,04	0,47	0,63
D: Pendiente local	0,005	2	0,002	0,03	0,97
E: Orientación ladera	0,20	4	0,05	0,56	0,70
F: Orientación raíz	0,27	5	0,05	0,61	0,69
G: E-F	0,34	2	0,17	1,89	0,19
NO EXPLICADA	1,25	14	0,09		
TOTAL (CORREGIDO)	13,77	33			

Tabla 7.14. Análisis de la varianza para la variable dependiente (Monterrubio) (Bodoque et al., 2002).

Fuentes de Variabilidad	Suma de cuadrados	GI	Varianzas	F-Ratio	P valor
PRINCIPALES EFECTOS					
A: Edad de exposición	0,54	2	0,27	0,99	0,43
B: Orientación ladera	0,58	2	0,29	1,06	0,40
C: Orientación raíz	0,97	2	0,48	1,76	0,25
D: B-F	0,19	2	0,09	0,34	0,72
E: Pendiente ladera	0,48	1	0,48	1,74	0,24
F: Pendiente raíz	0,38	2	0,19	0,68	0,54
NO EXPLICADA	1,65	6	0,28		
TOTAL (CORREGIDO)	4,08	17			

Gráfico de Tasa de erosión media vs edad de exposición

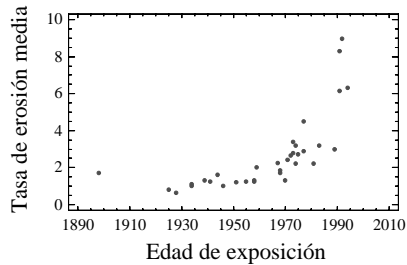


Gráfico de Tasa de erosión media vs ubicación en el camino

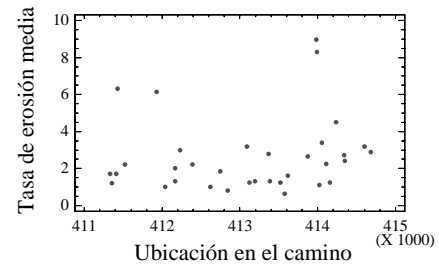


Gráfico de Tasa de erosión media vs Pendiente ladera

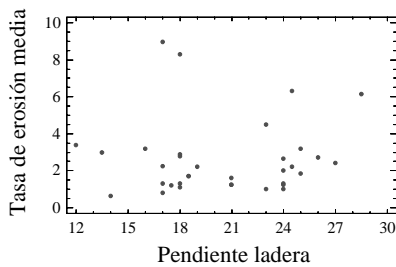


Gráfico de Tasa de erosión media vs pendiente local

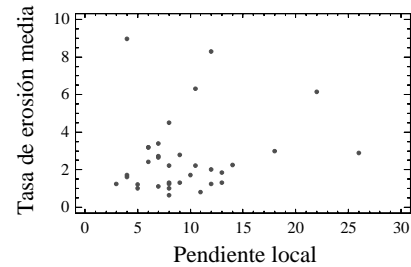


Gráfico de Tasa de erosión media vs orientación ladera

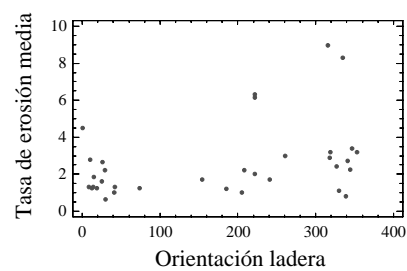


Gráfico de Tasa de erosión media vs orientación raíz

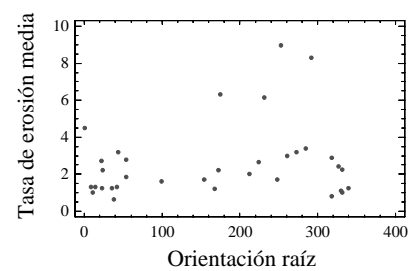


Gráfico de Tasa de erosión media vs orientación (ladera - raíz)

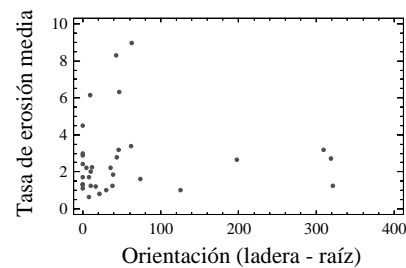


Figura 7.11. Gráficos de dispersión entre la variable dependiente ('tasa de erosión media') y las variables independientes (factores ambientales) considerados en la Senda Schmidt.

Gráfico de tasa de erosión media vs edad de exposición

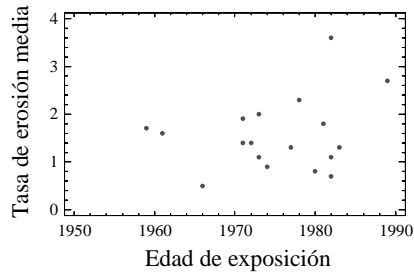


Gráfico de tasa de erosión media vs pendiente ladera

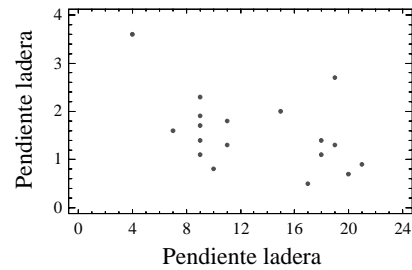


Gráfico de Tasadeerosiónmedia vs pendiente local

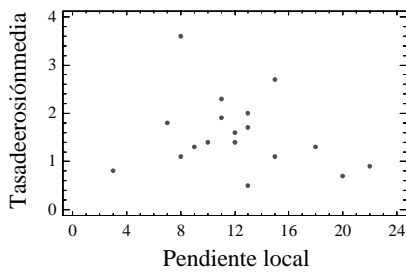


Gráfico de tasa de ersoión media vs orientación ladera

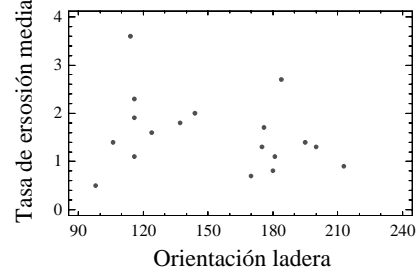


Gráfico de tasa de erosión media vs orientación local

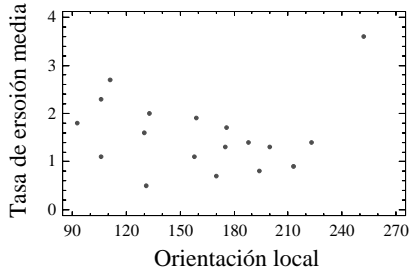


Gráfico de tasa de erosión media vs orientación (ladera - local)

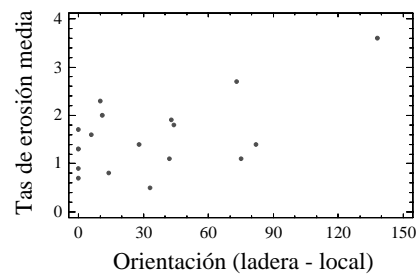


Figura 7.12. Gráficos de dispersión entre la variable dependiente (tasa de erosión media) y las variables independientes (factores ambientales) considerados en Monterrubio.

Tabla 7.15. Análisis de comparación múltiple entre la variable dependiente y el factor edad de exposición (Bodoque et al., 2005).

Edad aproximada de exposición	Nº Muestras	Tasa de erosión		Grupos homogéneos
		Media	Desviación estándar	
1 (1898-1968)	17	1,23	1,20	a
2 (1968-1983)	13	2,42	1,17	b
3 (1983-2001)	4	5,42	1,27	c
Contraste			Diferencia	+/- Límites
1 - 2			*-1,18	1,42
1 - 3			*-4,63	1,82
2 - 3			*-2,46	1,61

* Indica diferencia estadísticamente significativa.

Tabla 7.16. Análisis de comparación múltiple entre la variable dependiente y el factor edad de exposición (Bodoque et al., 2005).

Localización (X-UTM)	Nº Muestras	Tasa de erosión		Grupos homogéneos
		Media	Desviación estándar	
2 (413094-413868)	7	1,93	1,22	a
1 (411332-413094)	15	2,33	1,18	a
3 (413868-414680)	12	3,59	1,22	b
Contraste			Diferencia	+/- Límites
1 - 2			* 1,21	0,42
1 - 3			*-1,54	0,52
2 - 3			*-1,86	

* Indica diferencia estadísticamente significativa

Finalmente, en lo que se refiere a la adecuación del experimento a las hipótesis del modelo, desde un punto de vista analítico, el test de la ji-cuadrado define un p-valor para el contraste de normalidad de los residuos de 0,17, que es mayor que 0,05. Asimismo, el test de Kolmogorov determina un p-valor de 0,78 ($> 0,05$), lo que permite

aceptar la hipótesis de normalidad. En cuanto a la condición de independencia de los errores, o desviaciones respecto de la media, de los tests de Barlett, Cochran y Hartley, se derivan p-valores de 0,59, 0,45 y 0,77, respectivamente. Dado que dichos valores son superiores a 0,05, se concluye que no existen diferencias significativas en las desviaciones estándar de la variable tasa de denudación en cada uno de los tres niveles establecidos en el factor edad de la erosión a un 95 % de nivel de confianza. Igualmente, el gráfico de residuos (*Figura 7.14*) indica que éstos se comportan aleatoriamente, es decir, no existe correlación serial o dependencia temporal en los datos, lo que certifica que los errores o desviaciones respecto a la media son independientes.

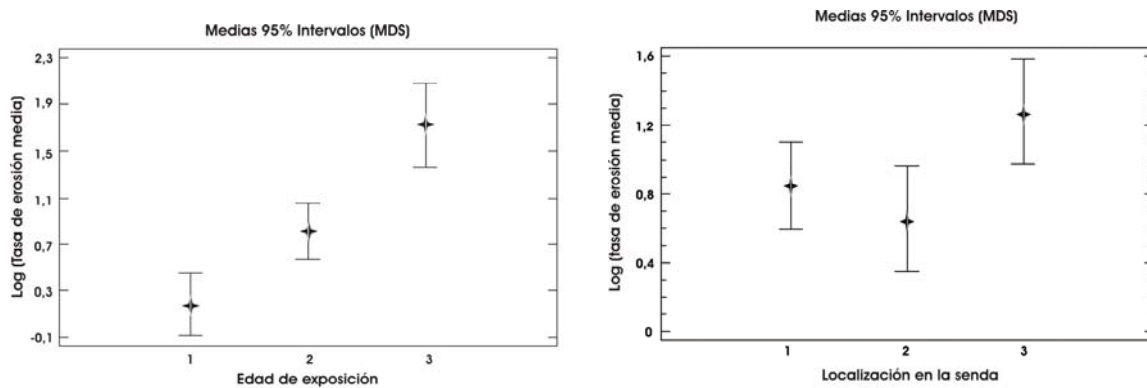


Figura 7.13. Gráfico de medias para los factores ambientales considerados en el análisis de comparación múltiple realizado mediante el contraste de Fisher de mínimas diferencias significativas.

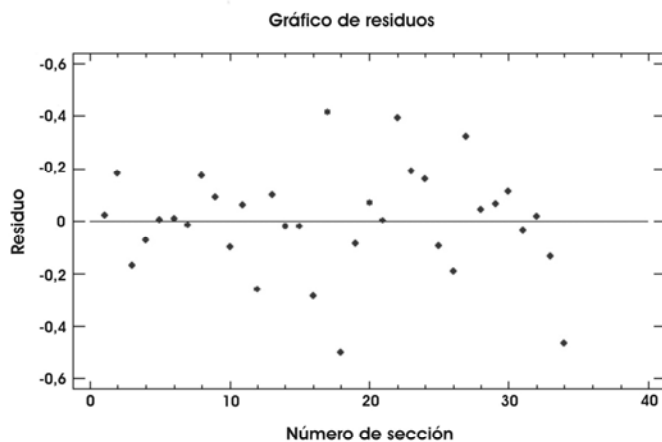


Figura 7.14. Gráfico de residuos para la variable dependiente.

8. EVALUACIÓN DE LA EROSIÓN HÍDRICA A NIVEL DE CUENCA COMBINANDO MÉTODOS DIRECTOS E INDIRECTOS

8. EVALUACIÓN DE LA EROSIÓN HÍDRICA A NIVEL DE CUENCA COMBINANDO MÉTODOS DIRECTOS E INDIRECTOS

8.1. INTRODUCCIÓN

8.1.1. Justificación y objetivos

La identificación de las áreas con riesgos potenciales de erosión y la cuantificación de las pérdidas actuales de suelo constituyen aspectos importantes en la planificación y manejo de cuencas hidrográficas, más aún cuando se trata de cuencas de montaña, donde la intensidad de los procesos erosivos puede incrementarse como consecuencia de la intervención del hombre.

En el caso concreto de la presa de Puente Alta o Revenga, la acción de la erosión hídrica afecta de modo directo a la gestión de los recursos hídricos y forestales de la misma. Por ello, es importante estimar en esta cuenca, tanto desde un punto de vista cualitativo como cuantitativo la acción de la erosión. A partir de dicho conocimiento se puede saber la vida útil de la presa, así como conocer en qué momento puede verse afectada la calidad del agua, como resultado de la superación de un determinado umbral en lo referente al volumen de sedimentos en suspensión existente en el agua embalsada. Del mismo modo, los procesos asociados a la erosión hídrica, especialmente la escorrentía superficial, determinan que pueda existir riesgo de contaminación en el agua almacenada en el embalse, debido al transporte de determinados contaminantes derivados de la actividad del hombre, como por ejemplo el uso de pesticidas para el tratamiento de plagas forestales.

Por otro lado esta información, puede ser útil para gestión forestal, ya que el estudio de la incidencia de este proceso permite cartografiar las zonas donde éste se da con mayor intensidad, así como determinar la ubicación de aquellas áreas que pueden presentar mayor susceptibilidad a la acción de la erosión, si se dan unas determinadas condiciones (p.e. pérdida de la cubierta vegetal tras un incendio). En definitiva, el estudio de la erosión hídrica es clave para delimitar las zonas donde será necesario realizar restauraciones, reforestaciones, o llevar a cabo diferentes prácticas de conservación que minimicen la intensidad con la que actúa el proceso erosivo.

En el estudio de este caso, el objetivo ha sido realizar una evaluación del proceso de erosión por arroyada en la cuenca vertiente al embalse de Puente Alta o Revenga (Segovia), ya que dadas sus dimensiones, 22 km² aproximadamente, puede ser utilizada como cuenca de experimentación, para de este modo extrapolar los resultados a cuencas con características fisiográficas similares a las de Revenga.

8.1.2. Área de estudio

La cuenca vertiente del embalse de Puente Alta corresponde al río de la Acebeda, luego denominado Frío y tributario del río Milanillos, tributario a su vez del río Eresma aguas abajo de la ciudad de Segovia. La cuenca, con una superficie de 22 km², alcanza su cota máxima a los 2197m (La Pinareja) y mínima a los 1170 m (en el embalse). La pendiente media longitudinal del canal es del 16 %; sin embargo, en cabecera es del 32 % mientras en el resto es del 12%. Estos gradientes hacen que el río de la Acebeda, que tiene un régimen de circulación permanente, posea una dinámica de alta energía (torrencial) en su tramo superior y de menor energía (fluvial) en el resto.

La precipitación media anual en esta cuenca presenta una diferencia de 400 mm: en el límite noroccidental se sitúa la isoyeta de 800 mm y en la zona de cabecera (al sur), la isoyeta es de 1200 mm. Parte de esta precipitación, concretamente entre los meses de noviembre y mayo, es mayoritariamente en forma de nieve; esto hace que el régimen de alimentación sea pluvio-nival. La aportación media anual del río en el embalse es de 2,1 hm³/año, y la capacidad del embalse es de 2,5 hm³.

El conjunto de la cuenca se localiza en la vertiente septentrional del sector central de la Sierra de Guadarrama (*Figura 8.1*). Su tramo de cabecera es una cuenca de recepción formada por tres compartimentos (antiguos nichos de nivación) localizados en las laderas de los macizos de La Mujer Muerta y Montón de Trigo, cuyas culminaciones (2180 m y 2155 m, respectivamente) definen la unidad morfológica de la 'planicie de cumbres' en estas zonas (Pedraza *et al.*, 1991). El resto de la cuenca se encaja formando una garganta en los contrafuertes de esas elevaciones, cuyas cimas se sitúan entre los

1700 m (al sur) y los 1430 m (al norte), definiendo la planicie intermedia o 'planicie de paramera'. El final de la cuenca vertiente al embalse se localiza justo en el contacto entre las laderas de estas elevaciones y su piedemonte, a 1170 m que es la cota superior del cierre del embalse (Figura 8.2).

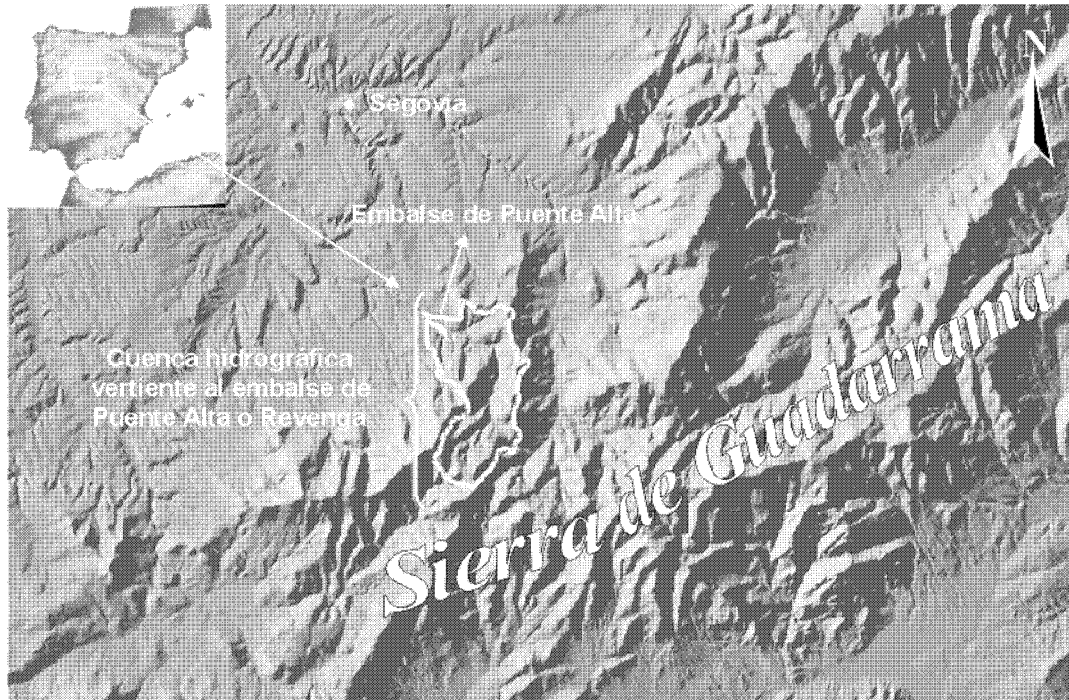


Figura 8.1. Situación de la cuenca vertiente al embalse de Puente Alta; vertiente septentrional de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español, provincia de Segovia) (Bodoque et al., 2001).

El conjunto de la red de drenaje es predominantemente rectangular y ello es perfectamente perceptible en el canal principal que sigue las direcciones de fracturación: noreste-suroeste, norte-sur, este-oeste y noroeste-suroeste. Como se ha señalado, la morfología en la cabecera es la característica de cuencas de recepción torrencial, cuyas vertientes aparecen en ocasiones recubiertas por derrubios periglaciares (canchales o pedreras); en el resto del valle principal la garganta presenta laderas con un desarrollo medio de 250 metros y pendientes medias del 28%. Estas laderas aparecen recubiertas en su mayoría por suelo edáfico, y en su base, en el enlace con el canal, por formaciones coluvionares de bloques, cantos y gravas envueltos en una matriz arenosa, de origen mixto periglacial-gravitacional. Estos coluviones están siendo erosionados actualmente por el río, cuyo lecho es mixto, ya que en zonas es rocoso y en otras está

compuesto por bloques y gravas. El substrato litológico está definido en su práctica totalidad por rocas metamórficas ortoderivadas, concretamente por leucogneises y gneises glandulares. Los suelos dominantes son de tipo cambisol húmico, pero también aparecen leptosoles líticos en las zonas de cabecera.

Respecto a la vegetación y los usos predomina el bosque de pino silvestre (*Pinus sylvestris*), y aparecen en menor medida zonas de pastizal y matorral (en cabecera, al sur, y en las proximidades del embalse, al norte). Merece la pena destacar que en esta cuenca fluvial se sitúa el denominado 'Pinar de la Acebeda', enclave florístico que fue declarado Sitio Natural de Interés Nacional en 1930, aunque posteriormente quedara descatalogado. Actualmente, la práctica totalidad de la cuenca hidrográfica queda incluida dentro de los 'Montes de Valsaín', gestionados por el Organismo Autónomo de Parques Nacionales, y dentro del Plan de Ordenación de Recursos Naturales (PORN) del futuro Parque Nacional de la Sierra de Guadarrama.

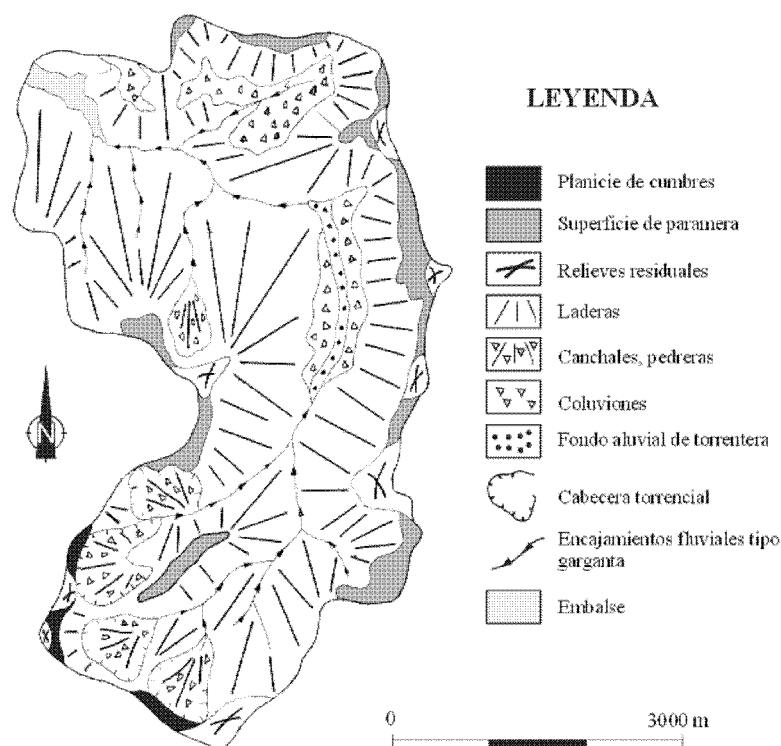


Figura 8.2. Esquema geomorfológico de la cuenca vertiente al embalse de Puente Alta (Bodoque et al., 2001).

8.2. METODOLOGÍA

8.2.1. Esquema metodológico propuesto

Para evaluar la erosión hídrica en la cuenca que drena al embalse de Puente Alta se han utilizado tres metodologías diferentes, cuyo análisis por separado — y posterior integración — ha permitido conocer la situación en la que se encuentra esta cuenca en lo referente a la acción de la erosión hídrica (*Figura 8.3*).

Se ha cuantificado la tasa de degradación específica existente en la cuenca de Puente Alta, mediante la aplicación de métodos directos e indirectos. Los métodos directos miden los productos de las acciones erosivas, bien sean modificaciones en las formas superficiales, o en los materiales asociados al transporte y la sedimentación de las fracciones movilizadas. Para ello, se puede hacer uso de la información acerca de volúmenes de relleno y colmatación en trampas sedimentarias naturales o antrópicas, o analizar los datos que se derivan de las parcelas o microcuencas experimentales, donde pueden realizarse: a) levantamientos microtopográficos (aguja y perfiladores); b) medidas de incisión en cárcavas; c) cálculos de la emisión en disolución, suspensión y arrastre (carga de fondo). En este estudio se ha empleado la información proporcionada por el dato de volumen de aterramiento de la presa de Puente Alta, durante el período 1955-1995. Esta medida fue utilizada para estimar la tasa de degradación específica existente en la cuenca durante ese intervalo temporal. En relación con los métodos indirectos utilizados para estimar este parámetro, se ha implementado el modelo empírico USLE/RUSLE, al cual se le ha aplicado un coeficiente de entrega de sedimentos (CES), que es función de las características morfológicas de la cuenca. Igualmente, se ha aplicado la ecuación universal de pérdida de suelo modificada (MUSLE). Los parámetros que definen ambos modelos se integraron en la aplicación informática IDRISI 32.

Por otro lado, el uso de la USLE/RUSLE ha proporcionado información acerca de las tasas de erosión en t/ha/año y, por tanto, ha permitido delimitar aquellas zonas donde este proceso se presenta con diferente grado de intensidad. En lo que hace referencia a la MUSLE, su desarrollo ha posibilitado que se conociera el rendimiento de sedimentos de la cuenca, como resultado de la acción individual de todos los aguaceros con un volumen de precipitación superior a la media de las máximas durante el período 1965-1980. Asimismo, se ha estimado el rendimiento

de sedimentos durante un chubasco ‘tipo’ definido por la media de las máximas en ese período. Además, la implementación de la MUSLE ha permitido, sobre la base del análisis de diferentes tormentas acontecidas durante el intervalo temporal 1965-1980, cartografiar las zonas que dentro de la cuenca son fuente de sedimentos al embalse. Finalmente, la utilización de métodos directos, ha permitido validar los resultados obtenidos tras la aplicación de métodos empíricos en la cuenca de Puente Alta (*Figuras 8.4 y 8.5*).

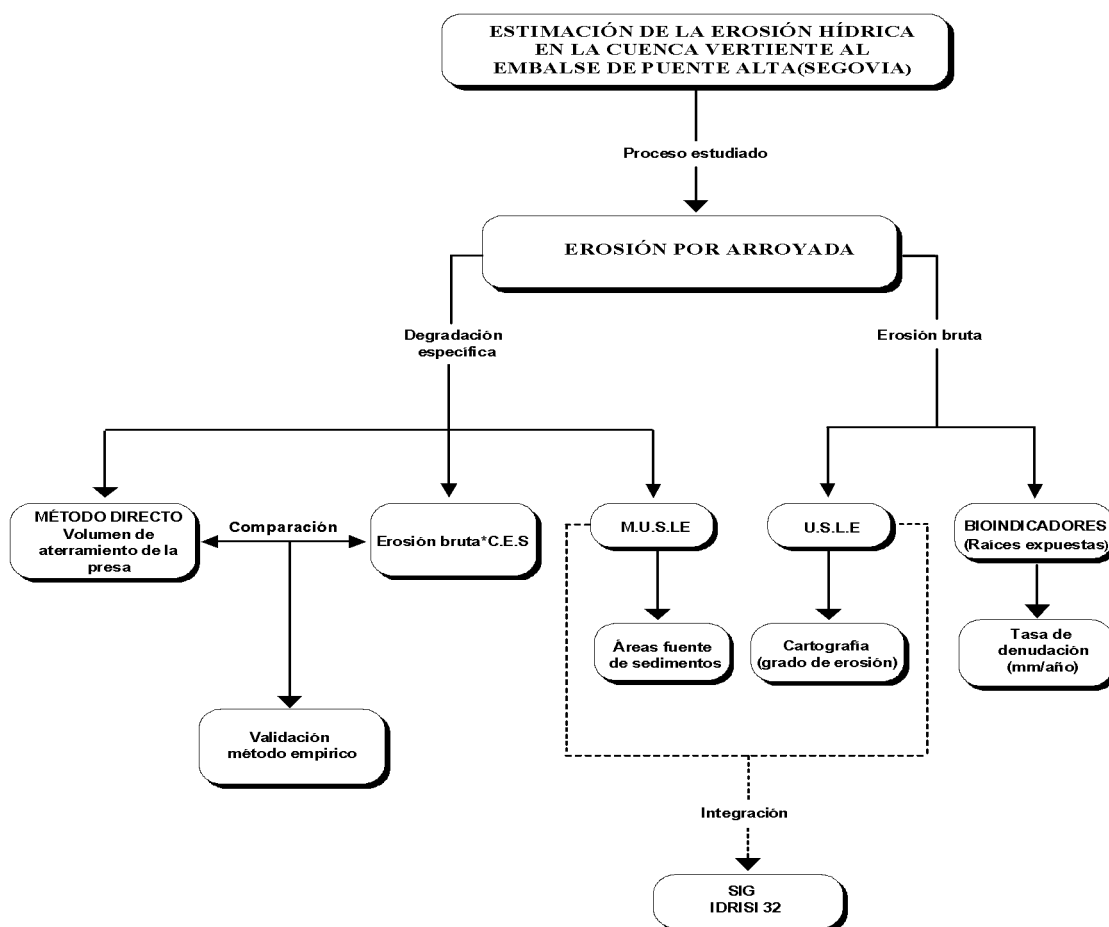
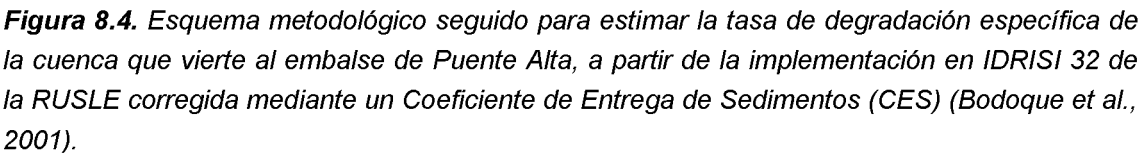


Figura 8.3. Metodología del estudio de erosión hídrica desarrollado en la cuenca de Puente Alta. El uso de técnicas dendrogeomorfológicas, desarrolladas en el capítulo anterior, se incluye aquí sólo con fines de completar el desarrollo metodológico.



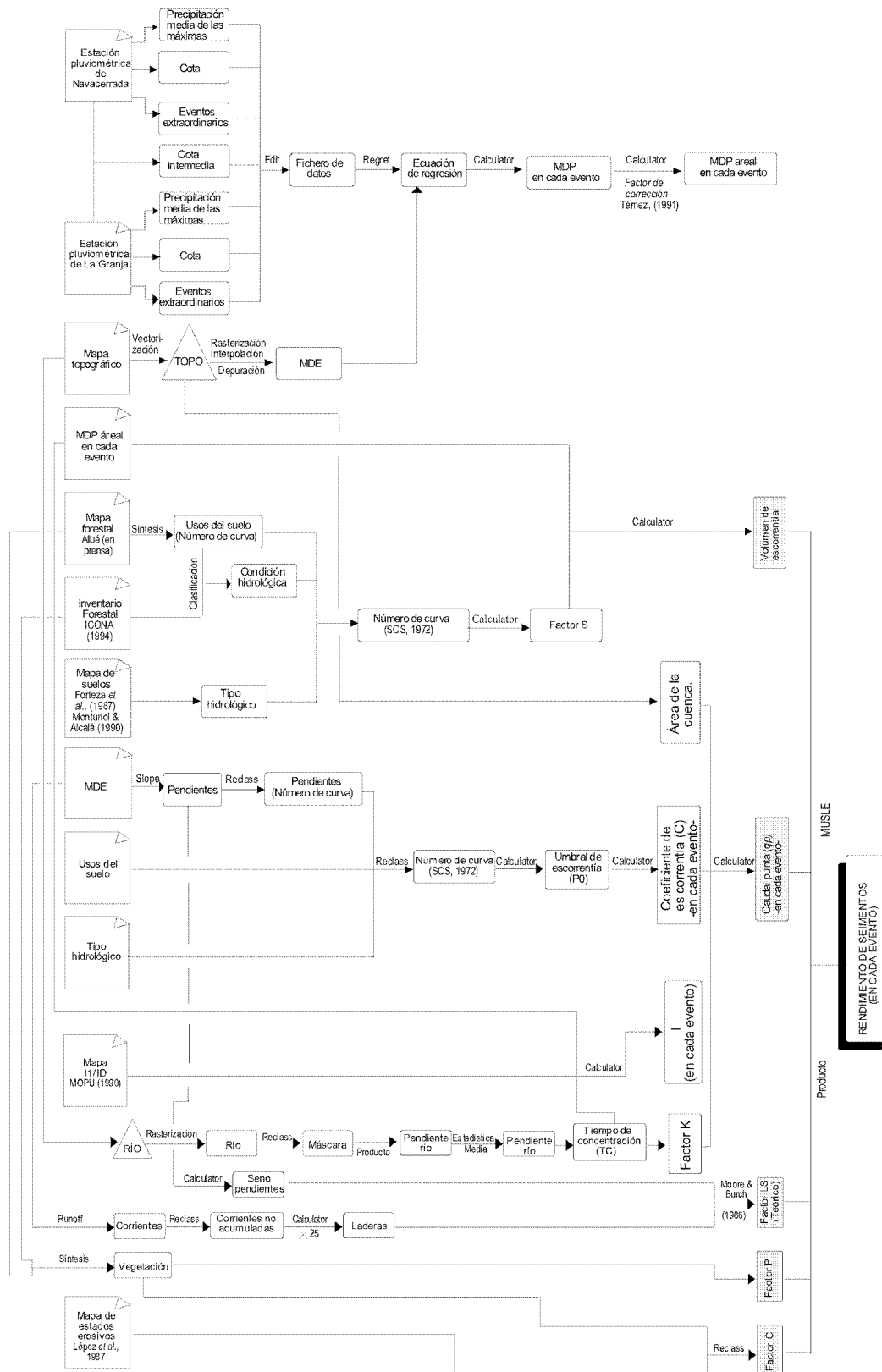


Figura 8.5. Esquema metodológico seguido para implementar en IDRISI 32 la Ecuación Universal de Pérdida de Suelo Modificada (MUSLE).

8.2.2. Estimación de la degradación específica en la cuenca vertiente al embalse de Puente Alta

8.2.2.1. Procedimiento para estimar la degradación específica a partir de los sedimentos acumulados en el embalse de Puente Alta

8.2.2.1.1. Medida del aterramiento

En el caso concreto de la presa de Puente Alta, este parámetro se conoció al ser sometido el embalse a un vaciado parcial durante los meses de agosto-septiembre de 1995 (*Fotografía 8.1*), con el fin de impermeabilizar el paramento aguas arriba de la cerrada.



Fotografía 8.1. Vista aérea oblicua de la presa de Puente Alta, al inicio de las obras de impermeabilización del paramento durante el verano de 1995.

8.2.2.1.2. Capacidad de retención de sedimentos

En esta investigación se ha utilizado la ecuación de Brown (1943), ya que es la que mejor se adapta a los embalses situados en cuencas de montaña (Butcher *et al.*, 1993). Dicha fórmula se basa en la relación existente entre la capacidad del embalse y la superficie de la cuenca drenante, quedando definida por la siguiente expresión:

$$CR = 100 \left[1 - \frac{1}{\left(1 + \frac{KC}{W} \right)} \right] \quad [8.1]$$

donde: CR es la capacidad de retención del embalse en %; W es el área de drenaje de la cuenca; C es la capacidad del embalse en miles de m^3 ; K es un coeficiente, que varía entre 0,09 y 2,1 en función del régimen de explotación del embalse (Avendaño *et al.*, 1994).

La presa de Puente Alta tiene un régimen de explotación tipo 1, es decir, permanece siempre o casi siempre llena y, por tanto, el valor de K es igual a 2,1

8.2.2.1.3. Densidad de los sedimentos acumulados en el embalse

Para esta determinación se ha aplicado la ecuación de Miller (1953), que es la más aceptada actualmente. Ésta tiene en cuenta los factores descritos con anterioridad, así como el cambio de densidad anual que experimentan los sedimentos. El enunciado de dicha ecuación viene dado por:

$$Wt = W_1 + 0,4343K \cdot \left(\frac{T}{T-1} (\ln T) - 1 \right) \quad [8.2]$$

en la que: Wt es la densidad media de los sedimentos después de T años de explotación; K es una constante que depende de la textura de los sedimentos y del régimen de explotación del embalse (Avendaño *et al.*, 1994); W_1 es la densidad inicial de sedimentos que, a su vez, se define mediante la ecuación:

$$W_1 = WcPc + WmPm + WsPs \quad [8.3]$$

donde: Pc , Pm , Ps representan los porcentajes de arcilla, limo y arena, respectivamente; Wc , Wm y Ws son coeficientes que indican la densidad inicial de arcilla, limo y arena. Igualmente, su valor depende del régimen de explotación del embalse (Avendaño *et al.*, 1994).

La información necesaria para aplicar esta ecuación, se ha obtenido de las analíticas publicadas en los mapas de suelos de Castilla-León (Forteza *et al.*, 1987) y Madrid (Monturiol & Alcalá, 1990) para los tipos leptosoles líticos y cambisoles húmicos, que son los que definen la cubierta edáfica de la cuenca estudiada. Los parámetros que determinan la ecuación de Miller para la cuenca de Puente Alta, quedan definidos por los valores que aparecen en la *Tabla 8.1*.

Tabla 8.1. Parámetros que definen la ecuación de Miller (1953) para la cuenca de Puente Alta (Bodoque *et al.*, 2001).

W ₁						K			T	T-1	LnT	Densidad (Wt) (kg/m ³)
Wc	Pc	Wm	Pm	Ws	Ps	Arena	Limo	Arcilla				
41	0,12	112	0,24	155	0,6	0	91	256	40	39	3,69	1553
6		0		0	4							
W ₁ =1310,72						K=201						

8.2.2.1.4. Estimación de la degradación específica de la cuenca vertiente al embalse

La tasa de degradación específica se ha obtenido a partir de la expresión (Avendaño *et al.*, 1994):

$$DE = \frac{SAE}{Tf \times (Ac - Ae)} \quad [8.4]$$

donde: *DE* es la degradación específica de la cuenca (t/km²/año); *SAE* es la cantidad de sedimentos depositados en el embalse; *Tf* es el tiempo de funcionamiento del embalse; *Ac* es la superficie de la cuenca de drenaje (km²); *Ae* es la superficie del embalse (km²).

8.2.2.2. Estimación de la degradación específica en la cuenca vertiente al embalse mediante el método del Coeficiente de Entrega de Sedimentos (CES)

En la cuenca objeto del presente estudio, la erosión potencial bruta *TE* (*Gross Erosion*), se ha estimado mediante la aplicación de la Ecuación Universal de Pérdida de Suelo Revisada (*Revised Universal Soil Loss Equation, RUSLE*),

(Wischmeier & Smith, 1965; Renard *et al.*, 1991, 1997). Por su parte, el coeficiente de entrega de sedimentos (CES) para la cuenca que vierte al embalse de Puente Alta, se ha establecido implementando la metodología desarrollada por Avendaño *et al.* (1993).

8.2.2.2.1. Evaluación de la erosión bruta mediante la RUSLE

La RUSLE queda definida por la expresión:

$$A = R \times K \times LS \times C \times P \quad [8.5]$$

donde: A es la pérdida de suelo medida en t/ha/año; R es el índice de erosión pluvial ($\text{J.m}^{-2}.\text{cm.hora}^{-1}$); K es el factor de erosionabilidad del suelo ($\text{t.m}^2.\text{cm.hora/ha.J.cm}$); L es el factor longitud de la ladera (m); S es el factor pendiente; C es el factor cubierta vegetal o factor C ; P es el factor prácticas de conservación. Los valores que definen los factores L , S , C y P son adimensionales, definiendo ratios de pérdida de suelo en relación con parcelas de experimentación estandarizadas en su longitud (22,13m), su pendiente (9%), así como en las prácticas de conservación actuantes (Wischmeier *et al.*, 1965; Renard *et al.*, 1997). Cada uno de estos factores fueron integrados como cartografías temáticas, en formato 'raster', en un sistema de información geográfica desarrollado sobre la aplicación informática IDRISI 32.

➤ Índice de erosión pluvial (Factor R)

Los valores del factor de erosividad de la lluvia, R , para la cuenca del embalse de Puente Alta, han sido estimados a partir del mapa de erosión pluvial publicado por ICONA (1988) (*Figura 8.6 a.bis*).

➤ Factor de erosionabilidad del suelo K

En la cuenca del embalse de Puente Alta aparecen representados dos tipos de suelos (*Figura 8.6 a*): cambisoles húmicos y leptosoles líticos, desarrollados ambos sobre substrato de gneis. En este caso, el factor K ha quedado definido por un valor agregado igual a 0,5, que está de acuerdo con la información existente para esta cuenca en el Mapa de Estados Erosivos de la Cuenca del Duero (López *et al.*, 1987) (*Figura 8.6 b.bis*).

➤ Factor LS

Para estimar el factor *LS* (*Figura 8.6 c.bis*) de la RUSLE, se partió de la topografía digital existente, a escala 1:5.000. El modelo digital de elevaciones (MDE) (*Figura 8.6b*), se realizó en la aplicación informática SURFER 7.0. La variable regionalizada fue caracterizada mediante *kriging ordinario*, al que se le asoció un variograma de tipo lineal, por ser el que mejor se ajustaba al conjunto de datos XYZ de la cuenca. Finalmente, el mallado se elaboró con una resolución espacial de 5 metros.

A partir del MDE, previa utilización del comando *pit removal* de IDRISI 32, que fue aplicado para eliminar las inconsistencias del modelo, se obtuvo el mapa de pendientes en grados (*Figura 8.6 c*), utilizando para ello el comando *slope* de la aplicación antedicha. A partir de esta capa temática, y tras la conversión del mapa de pendientes a radianes, se obtuvo el seno de la pendiente, haciendo uso de la herramienta *image calculator* de IDRISI 32. La cartografía 'raster' resultante, se utilizó para obtener el parámetro pendiente del factor *LS* de la RUSLE/MUSLE.

Por otro lado, el factor longitud se determinó realizando, a partir del MDE de la cuenca y mediante el comando *runoff* de IDRISI 32, un mapa de circulación preferente de la escorrentía superficial (*Figura 8.6 d*). A este respecto, para poder implementar la RUSLE es necesario definir un límite superior en la longitud de la ladera, ya que a medida que se incrementa ésta, también aumenta la velocidad de flujo de la escorrentía y, en consecuencia, la capacidad erosiva de la misma. Así, se pasa de un flujo laminar a otro concentrado, una vez se ha superado un determinado umbral, que viene a coincidir con la formación de las primeras torrenteras. Este umbral está inversamente relacionado con la pendiente de la ladera, de manera que cuanto mayor es la pendiente antes se produce el cambio en la dinámica de la escorrentía y, por tanto, la longitud de la vertiente es menor. Wischmeier & Smith (1965), crearon un ábaco que define el factor *LS* en función de la pendiente y la longitud de la ladera. Tomando como referencia este ábaco, en este estudio se han definido dos límites: el primero de 150 m, para las zonas con pendientes comprendidas entre 0 y 35%, mientras que a las vertientes con pendientes situadas en un rango comprendido entre el 35 y el 50%, se les asignó una longitud de ladera de 50 m. Las áreas con pendiente superior al 50% no se tuvieron en cuenta, por estar sujetas a la actuación predominante de procesos geomorfológicos de tipo gravitacional (Pedraza *et al.*, 1996).

En este caso, la forma de proceder fue la siguiente: de nuevo con la herramienta *image calculator* de IDRISI 32, se creó una imagen de tipo 'booleano', donde el valor uno definía aquellas zonas con un valor de escorrentía acumulada ≤ 30 , ó ≤ 10 , según la clase de pendiente considerada. Por otro lado, el valor 0 representaba zonas con acumulaciones de flujo superiores a 30 píxeles, o a 10 píxeles, según el caso. Seguidamente, se multiplicó la cobertura creada por 5 m (resolución espacial del MDE). De este modo, se pudo aplicar la ecuación desarrollada por Moore & Burch (1986). Para ello, se asumió que la cuenca de drenaje parcial es de tipo rectangular. Asumiendo esta hipótesis, se consigue que el factor de forma sea igual a uno (Moore & Burch, 1986). Igualmente, se consideró que el flujo era de tipo laminar, no existiendo erosión en surcos. Finalmente, la ecuación [3.12] se integró en la herramienta *image calculator* del modo siguiente:

$$LS = (Runoff/22,13)^{0,4} * (sen\ pendiente/0,0896)^{1,3} \quad [8.6]$$

➤ Factor C

Para obtener el parámetro C en el área de la Cuenca de Puente Alta, se utilizó el Mapa Forestal de Segovia a escala 1:50.000 (Allué, en prensa), el cual fue homogeneizado para ajustar la leyenda del mapa resultante a los factores que condicionan el parámetro C (*Figura 8.6 e.*). El mapa de síntesis (*Figura 8.6 d.bis*), fue elaborado a partir de la información que proporciona el Segundo Inventario Forestal Nacional para la provincia de Segovia (ICONA, 1994). Los valores de C asignados a cada uno de los elementos de la leyenda del mapa de síntesis, corresponden a los definidos en el Mapa de Estados Erosivos de la Cuenca del Duero (López *et al.*, 1987), quedando los mismos definidos en las *Tablas 8.2 y 8.3*.

Tabla 8.2. Valores del factor C de la RUSLE para las masas forestales que ocupan la cuenca vertiente al embalse de Puente Alta (Bodoque et al., 2001).

Mapa Forestal de la Cuenca del Embalse de Puente Alta	EQUIVALENCIA FACTOR C			
	% de cabida cubierta	% de cubierta en contacto con el suelo (1)	Tipo de ordenación (2)	
			C	NC
<i>Pinus sylvestris</i>	100-75	100-90	0,001	-----
<i>Quercus pyrenaica</i>	100-75	100-90	0,001	-----
<i>Quercus rotundifolia</i>	75-40	90-75	-----	0,01-0,04

(1) Formada por al menos 5 cm de restos vegetales o plantas herbáceas

(2) C = montes con control estricto de pastoreo; NC = montes sin control de pastoreo

Tabla 8.3. Valores del factor C de la RUSLE para las zonas de pastizales, matorrales y arbustos de la cuenca vertiente al embalse de Puente Alta (Bodoque et al., 2001).

Mapa Forestal de la Cuenca del Embalse de Puente Alta	EQUIVALENCIA FACTOR C				
	Tipo y altura de la cubierta	Recubrimiento %	Tipo	Porcentaje de cubrimiento del suelo	Valor de C
pastizal estacional	plantas herbáceas y matorros	75	G	95-100	0,003
Matorral mixto silícicola	plantas herbáceas y matorros	50	w	60	0,075
cubierta inapreciable	Desierto rocoso, desierto de canchales	-----	G	40	0,10

G = cubierta en contacto con el suelo formada por pastizal con al menos 5 cm de humus.

W = ídem por plantas herbáceas con restos vegetales sin descomponer.

➤ Factor P

En una cuenca como la del embalse de Puente Alta, donde no se realizan prácticas de conservación al no existir actividad agrícola, el valor asignado a *P* fue de uno (*Figura 8.6 e.bis*).

➤ Integración de los factores que definen la RUSLE en IDRISI 32

La integración de cada uno de los factores que definen la RUSLE, se realizó utilizando la herramienta *image calculator*, que aparece integrada en la aplicación informática IDRISI 32.

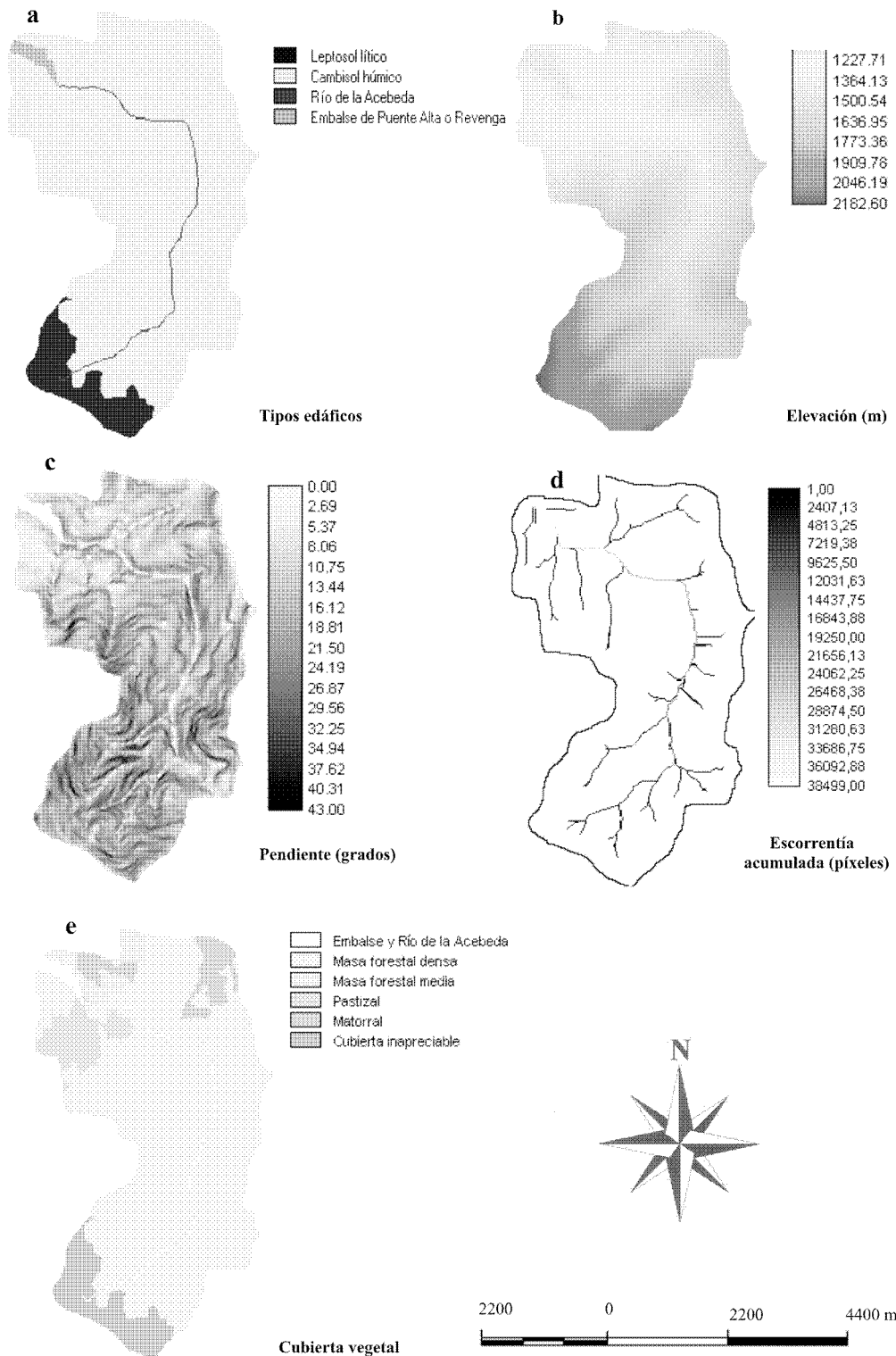


Figura 8.6. Mapas temáticos utilizados para la aplicación de la Ecuación Universal de Pérdidas del Suelo Revisada (RUSLE): a) mapa de suelos; b) modelo digital de elevaciones, MDE; c) mapa de pendientes obtenido a partir del MDE; d) mapa de escorrentía acumulada, también obtenido a partir del MDE; e) mapa de vegetación (Bodoque et al., 2001).

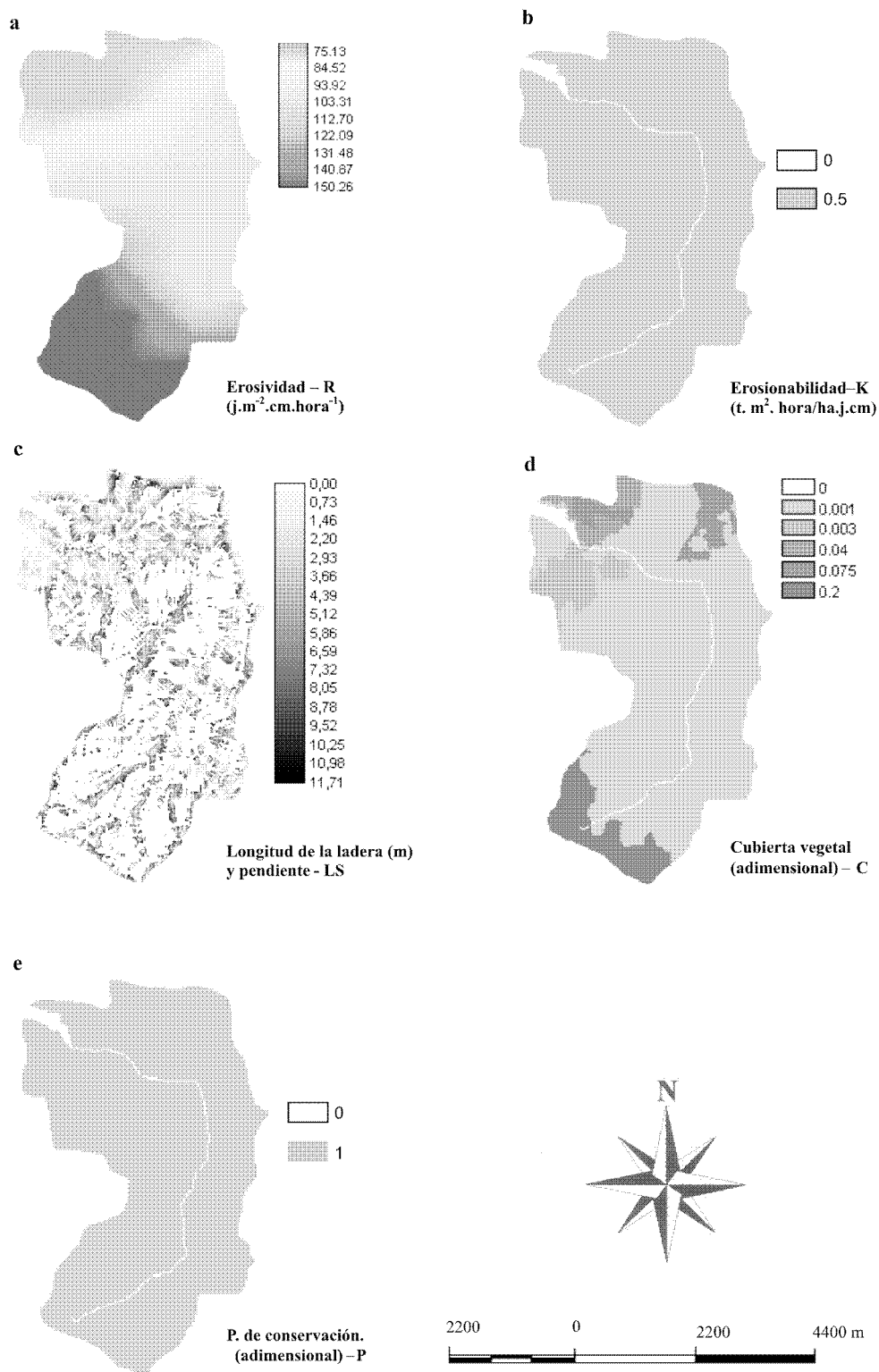


Figura 8.6 bis. Capas temáticas que reflejan la representación espacial de los distintos factores que definen la RUSLE, así como el resultado de su integración: a) factor erosividad de la lluvia (R); b) factor de erosionabilidad del suelo (K); c) factor longitud-pendiente de las laderas (LS); d) factor de cultivos y gestión (C); e) factor prácticas de conservación (P). (Bodoque et al., 2001).

8.2.2.2.2. Estimación del Coeficiente de Entrega de Sedimentos (CES)

Para estimar el coeficiente de entrega de sedimentos (*CES*), se ha aplicado la ecuación siguiente (Avendaño *et al.*, 1993):

$$CES = 36A^{-0.2} - \frac{2}{\log P} + \log BR \quad [8.7]$$

donde: *CES* es el % del total de material movilizado en la cuenca que sale de la misma; *A* es la superficie de la cuenca en km²; *P* es la pendiente del curso principal expresada en tanto por uno; *BR* es el coeficiente de bifurcación de la red hidrográfica.

La pendiente se estimó a partir de la digitalización del curso principal de la cuenca de Puente Alta, el río de la Acebeda. El mapa vectorial resultante fue 'rasterizado', realizándose a continuación una máscara con el mapa de pendientes de la cuenca expresado en tanto por uno. De este modo, se obtuvo un valor medio para la pendiente del curso principal del 16%.

La cuenca de Puente Alta queda definida por un orden igual a 3 (*Figura 8.7*). Por su parte, la relación de bifurcación para la red de drenaje se precisa en la *Tabla 8.4*. Finalmente los parámetros que determinan el coeficiente de entrega de sedimentos (*CES*), así como la integración de los mismos en el modelo, definen para la cuenca de Puente Alta los valores siguientes: $36 A^{-2} = 18,76$; $-(2/\log P) = 2,51$; $\log BR = 0,72$.

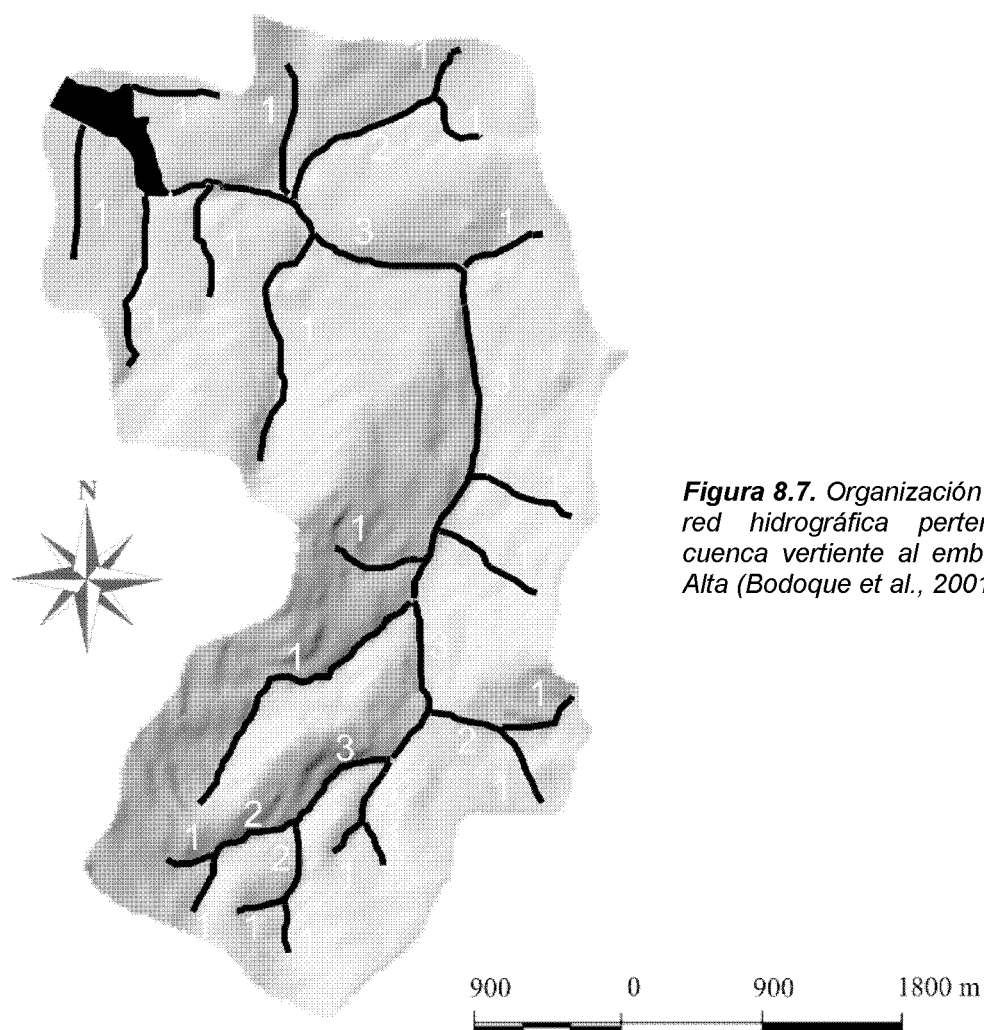


Figura 8.7. Organización jerárquica de la red hidrográfica perteneciente a la cuenca vertiente al embalse de Puente Alta (Bodoque et al., 2001).

Tabla 8.4. Coeficiente de bifurcación para la cuenca vertiente al embalse de Puente Alta (Bodoque et al., 2001).

(1) Orden de los cauces	(2) Número de cauces	(3) Relación de bifurcación	(4) Número de cauces involucrados	Producto de las columnas 3 y 4
1	22	5,5	26	143
2	4	4	5	20
3	1		$\Sigma = 31$	$\Sigma = 163$
Coeficiente de bifurcación = $163 / 31 = 5,26$				

8.2.2.3. Estimación de la degradación específica en la cuenca vertiente al embalse mediante la utilización de la MUSLE

La Ecuación Universal de Pérdida de Suelo Modificada (MUSLE) (Williams & Berndt, 1977), se define mediante la ecuación:

$$Y = 11,8 \times (Q \times q_p)^{0,56} \times K \times LS \times C \times P \quad [8.8]$$

donde: Y es la pérdida de suelo (t); Q es el volumen de escorrentía superficial en (m^3); q_p es el caudal instantáneo máximo (m^3/seg); K es el factor de erosionabilidad del suelo ($t.m^2.hora/ha.j.cm$); L es el factor longitud (m); S es el factor pendiente (%); C es el factor cubierta vegetal (adimensional); P es el factor prácticas de conservación (adimensional).

8.2.2.3.1. Estimación del volumen de escorrentía

➤ Diseño de la precipitación de cálculo, P , a integrar en la MUSLE

La estimación del caudal punta resultante de la ocurrencia de un evento de lluvia dado, ha requerido del planteamiento de tormentas de diseño, al no existir estaciones de medida en la zona objeto de estudio. Como resultado, se han utilizado las estaciones pluviométricas sitas en el Puerto de Navacerrada (Madrid) y en la Granja de San Ildefonso (Segovia), para realizar el diseño de las precipitaciones de cálculo. Para ello, se ha asumido que estas estaciones son representativas de la pluviometría existente en las zonas de cabecera y salida de la cuenca del embalse de Puente Alta.

En este estudio se ha considerado la media de las precipitaciones máximas acontecida entre los años 1965 y 1980. Sin embargo, en la estación del Puerto de Navacerrada se ha excluido del cálculo el periodo mensual que va de noviembre a abril, dado que en éste son estadísticamente mayoritarias las precipitaciones en forma de nieve. Puesto que en la vertiente norte del Sistema Central el gradiente pluviométrico varía linealmente con la altura, se ha podido determinar para cada uno de los aguaceros a integrar en el modelo una ecuación, que define la relación existente entre las variables precipitación y altura. De este modo, para cada uno de los chubascos se ha creado un Modelo Digital de Precipitaciones (MDP). Para ello,

se ha utilizado el modulo *regress* de la aplicación informática IDRISI 32, que permite realizar un análisis de regresión lineal entre dos archivos de valores de atributos (representativos de las variables altura y precipitación) que, a su vez, fueron creados con la herramienta *edit* de la aplicación antedicha. El primer archivo quedó definido por la cota de tres puntos. Dos de ellos estaban localizados en la zona de cabecera y salida de la cuenca. Para ello, se tomó como referencia las cotas a las que se encuentran las estaciones pluviométricas de La Granja de San Ildefonso (1191 m) y el Puerto de Navacerrada (1890 m), mientras que el tercer punto se situó en una cota intermedia, a 1540 m. Por otro lado, en el segundo archivo se adjuntaron los valores de precipitación relativos a cada uno de los chubascos considerados. Por su parte, la lluvia virtual para la cota 1540 m se definió mediante la consideración de un valor de precipitación intermedio, en relación a las cantidades de lluvia registradas en las estaciones pluviométricas de Navacerrada y la Granja de San Ildefonso. Seguidamente, la ecuación de regresión definida para cada evento lluvioso se introdujo en la herramienta *image calculator* de IDRISI 32, obteniéndose un modelo digital de precipitaciones (MDP) para cada uno de los aguaceros tenidos en cuenta (*Tabla 8.5*).

Tabla 8.5. Ecuaciones de regresión definidas a partir de la correlación existente entre los chubascos, que se han considerado del periodo 1965-1980 y el modelo digital de elevaciones (MDE) de la cuenca.

EVENTOS CONSIDERADOS	PM LA GRANJA	PM A COTA 1540 m	PM NAVACERRADA	ECUACIÓN DE REGRESIÓN
Sept. 1965	31,2 mm	56,2 mm	81,3 mm	$Y = -54,168271 + 0,071674*[MDE]$
Jun. 1977	38,1 mm	45,2 mm	52,4 mm	$Y = 13,721418 + 0,020458*[MDE]$
Sept. 1972	19,2 mm	46,0 mm	72,8 mm	$Y = -72,114179 + 0,076681*[MDE]$
Sept. 1976	15,2 mm	40,5 mm	65,8 mm	$Y = -71,003314 + 0,072389*[MDE]$
Jun. 1966	39,2 mm	31,7 mm	24,3 mm	$Y = 64,567210 + (-0,021316*[MDE])$
Sept. 1969	20,1 mm	28,5 mm	37,0 mm	$Y = -8,707994 + 0,024177*[MDE]$
Jul. 1970	12,2 mm	27,4 mm	42,6 mm	$Y = -39,590127 + 0,043491*[MDE]$
Jul. 1976	15,1 mm	26,6 mm	38,1 mm	$Y = -24,083318 + 0,032904*[MDE]$
Jul. 1977	24,1 mm	25,8 mm	27,6 mm	$Y = 18,120549 + 0,005007*[DEM]$
Jun. 1974	11,2 mm	25,7 mm	40,2 mm	$Y = -38,205059 + 0,041488*[MDE]$
Jun. 1971	16,4 mm	25,3 mm	34,14 mm	$Y = -13,812203 + 0,025379*[MDE]$
Ago. 1976	18,2 mm	24,5 mm	30,7 mm	$Y = -3,078501 + 0,0178830*[MDE]$
Jun. 1970	12,2 mm	23,7 mm	35,2 mm	$Y = -26,983323 + 0,032904*[DEM]$
Jul. 1973	18,2 mm	21,25 mm	24,3 mm	$Y = 7,807905 + 0,0087270*[DEM]$
P. MEDIA PARA LAS MÁXIMAS DURANTE EL PERIODO 1965-1980	LA GRANJA	A COTA 1540 m	NAVACERRADA	ECUACIÓN DE REGRESIÓN
	16,53 mm	19,3 mm	22,16 mm	$Y = 6,923512 + 0,008054*[MED]$

➤ Desarrollo del método del número de curva

Para estimar el número de curva, NC , en la Cuenca de Puente Alta, se integraron en una única cartografía los mapas temáticos de suelos y usos. La leyenda del mapa resultante fue reclasificada y posteriormente relacionada con los valores medios de umbral de escorrentía, P_0 , que aparecen definidos en la Instrucción de Carreteras (MOPU, 1990) (P_0 y NC están unívocamente relacionados). Seguidamente, los valores de P_0 fueron corregidos, de acuerdo con las condiciones de humedad antecedente existentes los cinco días previos a la ocurrencia de los eventos de lluvia considerados (Tabla 8.6). Los volúmenes de

escorrentía resultado de cada una de las precipitaciones de cálculo tenidas en cuenta, se estimaron integrando las ecuaciones [4.11] y [4.12] en la herramienta *image calculator* incluida en la aplicación IDRISI 32. Puesto que el volumen de escorrentía se tiene que integrar en el modelo en unidades de m^3 , se dividió entre 1.000 el mapa matricial resultante de la operación anterior.

Tabla 8.6. Valores del número de curva en la cuenca de Revenga, para condiciones de humedad antecedente del suelo medias. Tabla basada en MOPU (1990).

USO DEL SUELO	PENDIENTE	SUELOS		RECLASIFICACION	
		B	D	B	D
Masa forestal muy espesa		42	-----	44	-----
Masa forestal muy espesa		21	-----	44	-----
Masa forestal espesa		66	-----	52	-----
Masa forestal espesa		33	-----	52	-----
Pradera buena	≥ 3	78	-----	60	-----
Pradera buena	<3	39	-----	48	-----
Masa forestal clara	≥ 3	102	-----	68	
Masa forestal clara	<3	51	-----	68	-----
Río Peces	≥ 3	114	190	100	100
Río Peces y embalse	<3	57	95	100	100
Barbecho R	≥ 3	138	230	68	93
Barbecho R	<3	69	115	78	86
Pradera pobre (desierto rocoso)	≥ 3	-----	290	-----	89
Pradera pobre (desierto rocoso)	<3	-----	145	-----	88

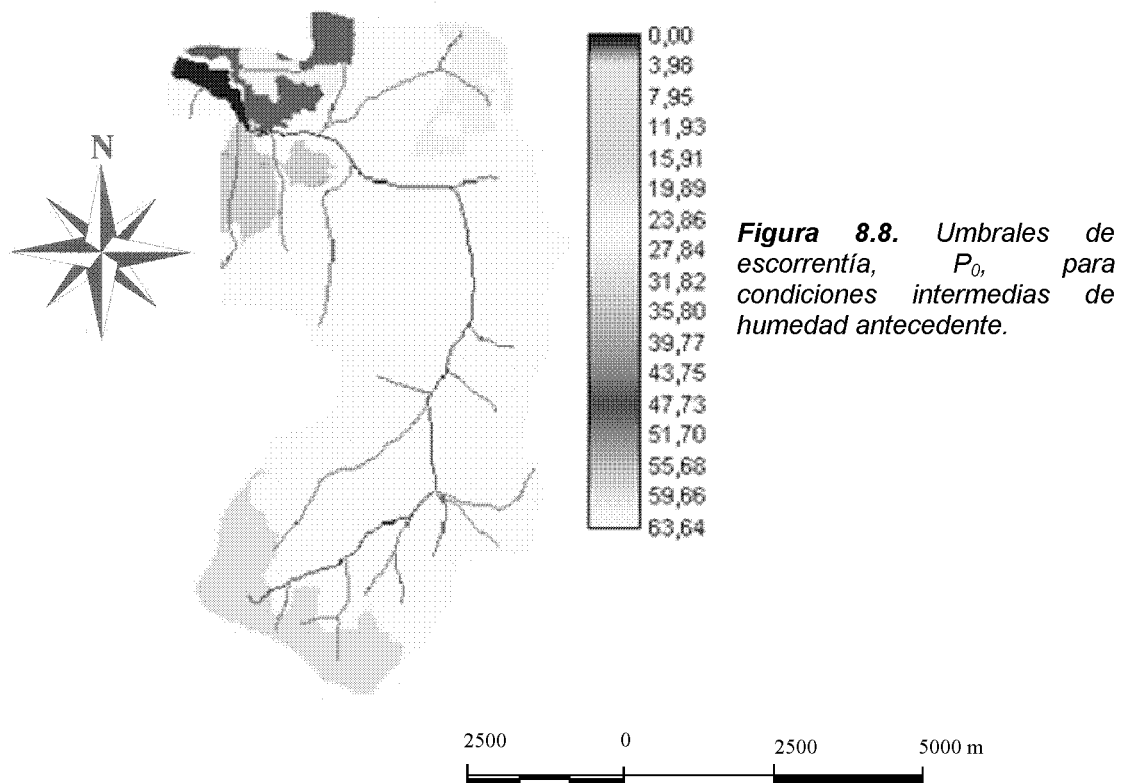
Notas aclaratorias;

1. Suelos de tipo B; corresponde a cambisoles húmicos.
2. Suelos de tipo D; corresponde a leptosoles líticos.
3. Masa forestal muy espesa; corresponde a las masas forestales de *Pinus sylvestris* y *Quercus pyrenaica*.
4. Masa forestal espesa; corresponde a la masa forestal de *Quercus rotundifolia*, por tratarse de un bosque con un porcentaje de cabida cubierta inferior al anterior.
5. Pradera buena; por tratarse de un pastizal que proporciona cobertura permanente.
6. Masa forestal clara; corresponde a la unidad matorral mixto silicícola, se le ha asignado esta categoría debido a que el porcentaje de cabida cubierta no supera el 50%.
7. Río Peces y embalse de Puente Alta; se le ha asignado un valor de NC= 100, por tratarse de unidades que presentan agua antes de la precipitación.
8. Barbecho R; corresponde a todos los cauces que tienen un funcionamiento estacional.
9. Pradera pobre; corresponde a la unidad cubierta inapreciable, por presentar un porcentaje de cabida cubierta que no supera el 20%.

8.2.2.3.2. Evaluación de los caudales punta (q_p)

➤ Determinación del coeficiente de escorrentía, C

Ha sido determinado sobre la base de la metodología desarrollada en la sección 8.2.2.4 para determinar P y P_0 (Figura 8.8). De este modo, los mapas de los coeficientes de escorrentía realizados para la cuenca de Revenga, como resultado de los eventos de lluvia considerados, se obtuvieron integrando la ecuación [3.13] en la herramienta *image calculator* de IDRISI 32.



➤ Determinación del coeficiente I

De acuerdo con la metodología desarrollada en la normativa 5.2-IC de drenaje superficial de carreteras el cociente entre la intensidad horaria y la diaria, $\left(\frac{I_1}{I_d}\right)$, queda definido en el centro peninsular por un valor de 10. Por otro lado, el tiempo de concentración, Tc, de la cuenca de Revenga es de 2,3 horas. Finalmente, se han utilizado los eventos de diseño definidos en la sección 8.2.2.4 como precipitaciones areales, P, a integrar en la formulación

➤ Determinación del factor K

Haciendo uso de la ecuación [3.16] se tiene que el valor agregado de K para la cuenca de Revenga es de 1,17.

8.2.2.3.3. Integración de cada uno de los factores que definen la MUSLE en IDRISI 32

Una vez caracterizados cada uno de los factores que definen la MUSLE, se procedió a la integración de los mismos en el SIG.

8.3. RESULTADOS

8.3.1. Estimación directa de la tasa de degradación específica

8.3.1.1. Estimación de la degradación específica a partir de los sedimentos acumulados en el embalse de Puente Alta

La medida de volumen de aterramiento de la presa de Revenga durante el periodo 1955-1995 aparece recogida en el proyecto de vaciado para la impermeabilización del paramento, realizado por encargo de la concejalía de Obras Públicas del Ayuntamiento de Segovia. En el mismo, se señala: “se comprobó en el fondo del vaso la presencia de bancos de sedimentos con un espesor que variaba en un rango de 2-3 m, estimándose un volumen de 40.000 m³” (Rodríguez, 1996).

Aplicando la ecuación de Brown (1943) [8.1], se obtuvo un coeficiente de retención de sedimentos del 99,6 %. De este modo, se estimó que el volumen real de

material evacuado desde la cuenca vertiente al embalse de Puente Alta en el periodo 1955-1995 fue de 40.161 m³.

A partir de la estimación de la densidad de los sedimentos, utilizando las fórmulas matemáticas [8.2] y [8.3], se estimó que el total de materiales acumulados en el embalse de Puente Alta durante el periodo 1955-1995 fue de 62.370 toneladas.

Con todos estos datos, y sobre la base de la relación matemática [8.4], la degradación específica media para la cuenca vertiente al embalse de Puente Alta, estimada a partir de la medida directa del aterramiento, ha sido de 71 t/km²/año.

8.3.2. Estimación indirecta de la tasa de degradación específica

8.3.2.1. Estimación mediante la RUSLE corregida con un coeficiente de entrega de sedimentos (CES)

Mediante la integración de cada uno de los factores que definen la RUSLE y utilizando la herramienta *image calculator* de Idrisi 32, se obtuvo una cartografía en la que aparece reflejada la pérdida potencial media de suelo debida a erosión laminar y por arroyada en la cuenca vertiente al embalse de Puente Alta (*Figura 8.9*).

Esta operación da como resultado una tasa de erosión media de 7 t/ha/año. Sin embargo, su distribución espacial en la misma es heterogénea, en función del tipo de uso de suelo, de modo que para cada una de las unidades definidas, las tasas de erosión son: masa forestal densa, 0,4 t/ha/año; pastizal, 0,5 t/ha/año; masa forestal media, 7 t/ha/año; matorral, 15 t/ha/año; cubierta inapreciable, 70 t/ha/año. Por otro lado, se realizó la estimación de la tasa de erosión bruta (*gross erosion*) durante el periodo temporal (1955-1995), cuyo valor es de 273.834 toneladas.

Por último, utilizando la ecuación [8.7] puede estimarse que el aporte de sedimentos (AS) al embalse, o degradación específica obtenida a partir del método indirecto de la RUSLE corregido mediante la aplicación del coeficiente de entrega de sedimentos (CES) (Avendaño *et al.*, 1994), supone un 22 % del total de erosión potencial bruta estimado (273.834 toneladas), lo que extendido al conjunto de la cuenca y al periodo 1955-1995 da un valor medio de 69 t/km²/año.

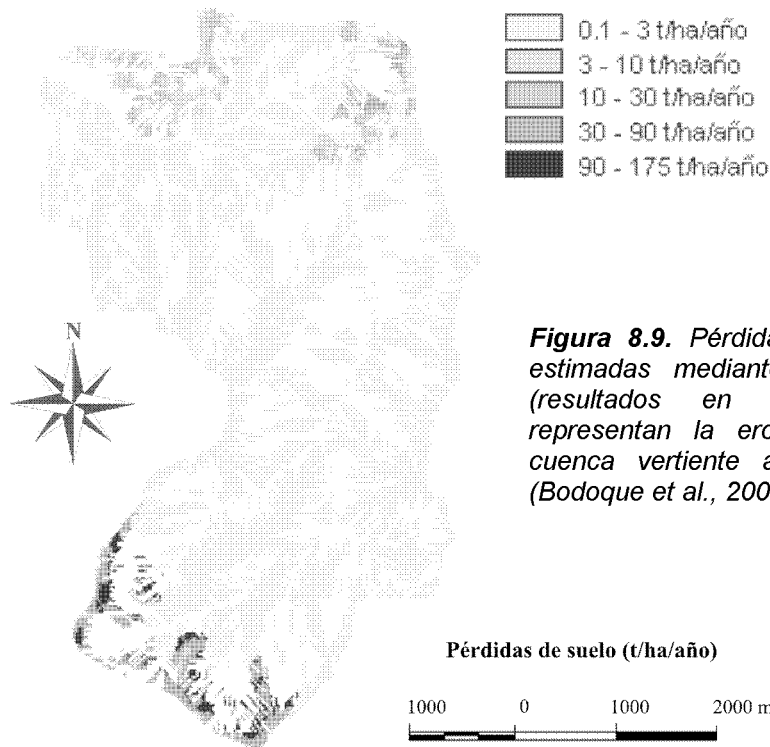


Figura 8.9. Pérdidas medias anuales de suelo estimadas mediante aplicación de la RUSLE (resultados en t/ha/año). Estas medidas representan la erosión potencial bruta en la cuenca vertiente al embalse de Puente Alta (Bodoque et al., 2001).

8.3.2.2. Estimación a partir de la MUSLE

De la integración en IDRISI 32 de cada uno de los factores que definen la MUSLE, se obtuvieron una serie de mapas en los que aparecen reflejadas las zonas que son fuente potencial de sedimentos para cada uno de los aguaceros considerados. Además, se estimó el rendimiento de sedimentos de la cuenca, como resultado de la ocurrencia de cada chubasco (*Tabla 8.7 y Figura 8.10*). La tasa de degradación específica estimada mediante este método es igual a $84 \text{ t/km}^2/\text{año}$, definiendo una desviación del 22 % respecto de la tasa establecida mediante el método directo.

Tabla 8.7. Estimación mediante aplicación de la MUSLE, de los sedimentos emitidos al embalse, como consecuencia de cada uno de los aguaceros considerados durante el periodo 1965-1980.

Sedimentos emitidos al embalse desde cada unidad (toneladas)						
Evento lluvioso	Sedimentos emitidos al embalse (toneladas)	Masa forestal densa (17,14 km ²)	Masa forestal media (0,71 km ²)	Pastizal (1,2 km ²)	Matorral (1,1 km ²)	Cub. Inapreciable (1,8 km ²)
Sept 1965	1166	0,97 (0,083%)	0,073 (0,006%)	0,31 (0,03%)	53,50 (4,6%)	1111 (95,3%)
Sept 1972	956	0,19 (0,020 %)	0,069 (0,00070%)	0,00053 (5,5, 10 ⁻⁵ %)	22,71 (2,4%)	933 (97,6%)
Sept 1976	879	0,069 (0,0078%)	0 (0%)	0 (0%)	14,72 (1,7%)	864,2 (98,3 %)
Jun 1977	607	0,067 (0,011 %)	0,021 (0,0034 %)	0,0034 (0,0005 %)	43,0 (7,08%)	563,9 (92,9 %)
Jul 1970	465	0,014 (0,0030 %)	0 (0%)	0 (0%)	0,19 (0,041 %)	464,80 (99,96 %)
Jun 1974	427	0,011 (0,0026 %)	0 (0%)	0 (0%)	0 (0%)	426,99 (100 %)
Jul 1976	384	0,011 (0,0028 %)	0 (0%)	0 (0%)	0,087 (0,018 %)	504,89 (99,98 %)
Sept 1969	356	0,013 (0,0036 %)	0 (0%)	0 (0%)	1,93 (0,54 %)	466,14 (99,39%)
Jun 1971	346	0,064 (0,018 %)	0 (0%)	0 (0%)	0 (0%)	346 (100 %)
Ago 1976	263	0,0034 (0,0013 %)	0 (0%)	0 (0%)	0 (0%)	263 (100 %)
Jun 1970	212	0,0056 (0,0026 %)	0 (0%)	0 (0%)	0 (0%)	211,99 (100 %)
Jul 1973	169	0,000015 (0%)	0 (0%)	0 (0%)	0 (0%)	169 (100 %)
Jun 1966	158	0,026 (0,016 %)	0,015 (0,046%)	0,22 (0,14 %)	26,22 (16,6 %)	131,5 (83,23 %)
PM MAX	118	0 (0%)	0 (0%)	0 (0%)	0 (0%)	118 (100 %)

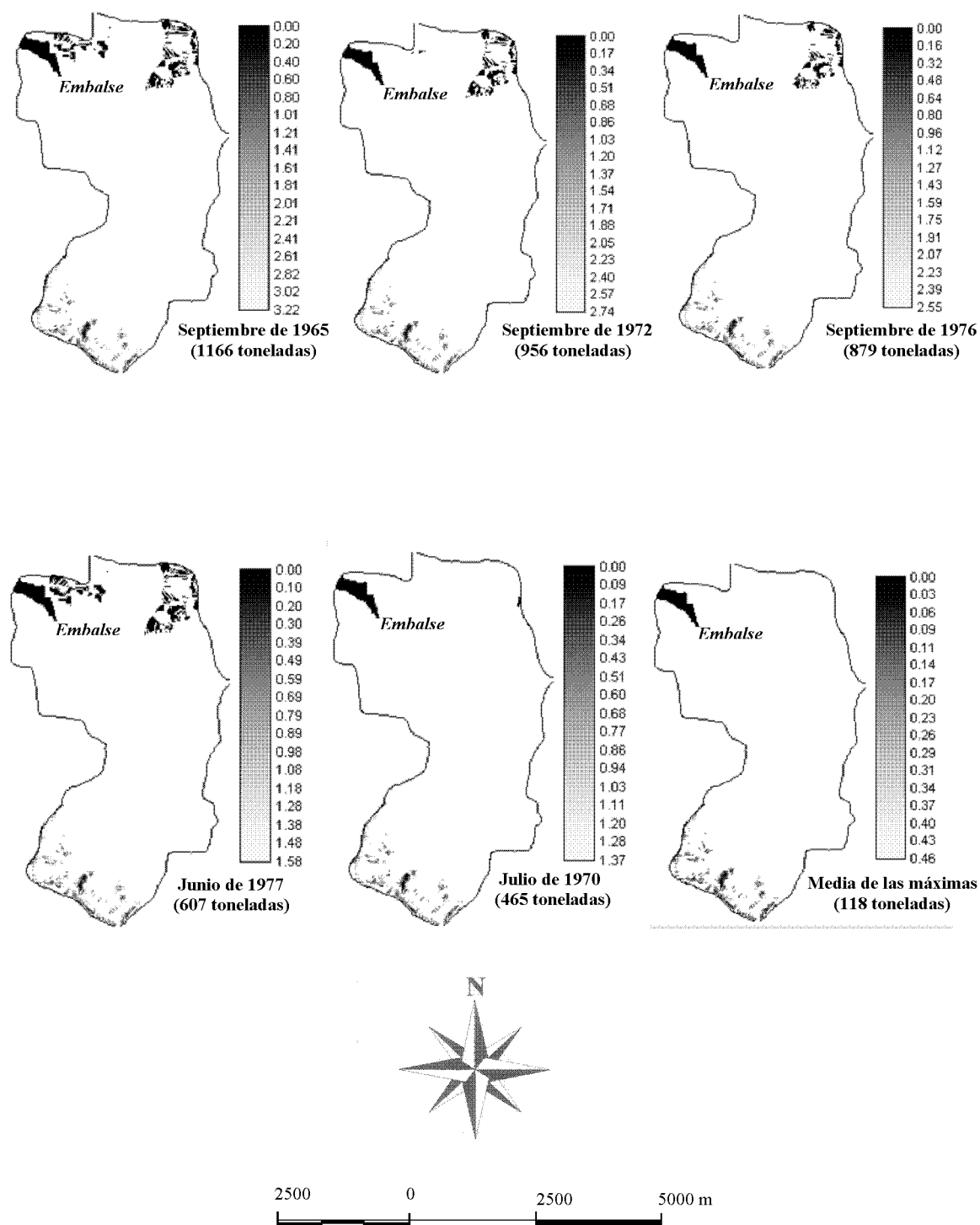


Figura 8.10. Rendimiento de sedimentos (toneladas) para los cinco chubascos con un volumen de precipitación mayor, considerando el periodo 1965-1980, así como para el aguacero 'tipo' definido a partir del cálculo de la media de las precipitaciones máximas del mismo periodo.

**9. ANÁLISIS DE ESTABILIDAD EN LADERA
INFINITA MEDIANTE MODELOS
GEOMECÁNICOS HIDROLÓGICOS E
HIDRÁULICOS COMBINADOS**

9. ANÁLISIS DE ESTABILIDAD EN LADERA INFINITA MEDIANTE MODELOS GEOMECÁNICOS HIDROLÓGICOS E HIDRÁULICOS COMBINADOS

9.1. INTRODUCCIÓN

9.1.1. Descripción del evento

El día 18 de diciembre de 1997, en torno a las 0,30 horas, tuvo lugar un evento torrencial repentino a lo largo del arroyo Cabrera (Sierra del Valle, provincia de Ávila). Con anterioridad, durante los meses de noviembre y diciembre de 1997, la precipitación acumulada en la vertiente septentrional de la sierra del Valle fue de unos 800 mm (817,7 mm en la estación de Serranillos, indicativo 3319). La semana anterior al evento se habían producido precipitaciones en forma de nieve, a la que sucedió un periodo de temperaturas elevadas (para las fechas invernales) y lluvias acompañadas de vientos de componente SO, lo que provocó la rápida fusión de la fina pero extensa cobertura nival. Como resultado, con anterioridad al evento desencadenante la masa de suelo ya se presentaba en buena medida saturada (Díez, 2001).

La víspera (17-12-1997, 18 h), una perturbación de procedencia atlántica barría la Península de OSO a ENE, con dos frentes asociados: uno cálido y otro frío que ocluía parcialmente al anterior en su ramal septentrional. En superficie, tras los frentes, existía una baja barométrica de 968 mb situada entre las islas Azores y Gran Bretaña. Esta situación se reproducía en las topografías de las superficies de 850, 700 y 500 hPa, con temperaturas para el centro peninsular de 8°, 0° y 16°C, respectivamente. Todo ello se traducía en vientos moderadamente fuertes de componente O-SO. A las 23,30 h del día 17-12-1998, las células de precipitación más intensa del centro peninsular estaban ubicadas sobre la sierra de Gredos, La Alcarria y Tierra de Pinares. Los máximos de intensidad se localizaban en la sierra del Valle, Alto Tajo y Coca (Segovia), tal y como se deduce de la interpretación de la imagen del radar meteorológico de Madrid (Díez, 2001) (*Figura 9.1*). En las proximidades de la cuenca estudiada, se registraron intensidades puntuales de 141,6 mm y 87,9 mm diarios en las estaciones de Serranillos (3319) y presa de El Burguillo (3324), respectivamente.

Durante la noche de 18 de diciembre, el evento extremo de precipitación descrito en el párrafo anterior, desencadenó en el fondo de una vaguada de Peña Parda un movimiento gravitacional de tipo mixto, con deslizamiento en cabecera (generando una grieta de coronación). La superficie afectada no fue muy grande (*Figura 9.2*), sin embargo, la licuefacción en el pie derivó en un efecto en cadena que indujo nuevos movimientos vaguada abajo a medida que la masa deslizaba por la ladera. Paralelamente, se incorporaban los derrubios que tapizan las laderas y que eran movilizados por zapamiento. La gran masa de bloques (bolos graníticos) y material fino (arenas y limos de meteorización) fue ganando velocidad como resultado de la licuefacción del material al recibir los aportes de agua de los afluentes crecidos. De esta forma, se generó una masa acuosa con un elevado contenido en material fino en suspensión y saltación, y grueso por arrastre-saltación y suspensión puntual gracias a la elevada densidad del fluido que actuaba como medio (Díez, 2001).

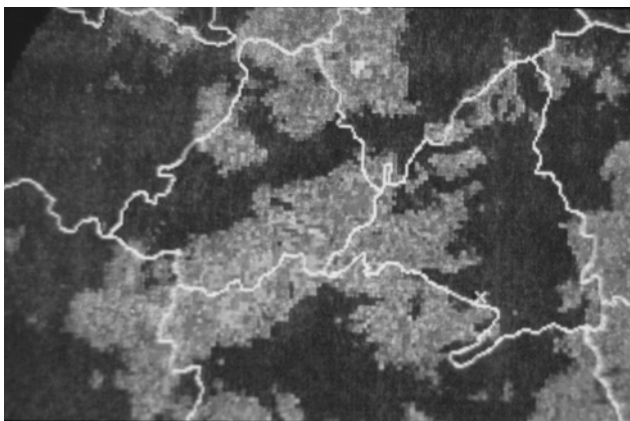


Figura 9.1. Imagen del radar meteorológico correspondiente a las 23,30 h del día 17-12-98, donde se aprecian los núcleos de precipitación sobre la Sierra del Valle (Díez, 2001).



Figura 9.2. Zona en la que se desencadenó el movimiento en masa, que acabó derivando en avenida de derrubios. La potencia aproximada del manto de meteorización es de 0,75m.

9.1.2. Objetivos

Los denominados flujos hiperconcentrados abarcan una amplia gama de fenómenos entre la circulación de corrientes torrenciales con escasa carga de sedimento transportada (“aguas claras”; Smart & Jaeggi, 1983), y las corrientes de derrubios (*debris flow*), en relación con los movimientos de ladera. Entre ambos extremos, figuran las denominadas avenidas de derrubios (*debris flood*), como flujos torrenciales con alta carga de sedimento, pero a los que todavía se les pueden aplicar los principios de la dinámica fluvial (Aulitzky, 1982).

Con el presente capítulo se pretende estimar la precipitación umbral desencadenante de la avenida de derrubios, que el día 18 de diciembre de 1997 tuvo lugar a lo largo del arroyo Cabrera (Gredos Oriental, Sistema Central español). Para ello, se han implementado distintas metodologías bien contrastadas en la literatura científica, con el fin de evaluar el grado de idoneidad de cada una de ellas a la hora de solventar la problemática planteada. Otro de los objetivos propuestos, ha sido la estimación del caudal punta resultado de la ocurrencia del evento antedicho. Asimismo, se ha tratado de determinar qué porcentaje del caudal evaluado correspondía a flujo de ‘aguas claras’, dado que en este tipo de eventos el flujo transporta básicamente carga sólida.

Igualmente, se pretende que los resultados obtenidos en la investigación, puedan ser utilizados en un futuro en cuencas con características fisiográficas similares a la estudiada. Se trataría de predecir la localización de las áreas susceptibles a la ocurrencia de este proceso. Especialmente, en aquéllas donde se dispone de poca o nula información acerca de distintos factores que puedan inducir movimientos en masa. Entre ellos, cabe destacar los que siguen: a) morfometría (pendientes, orientaciones, índice topográfico...); b) vegetación; c) parámetros hidrogeológicos (espesor de la masa de suelo, conductividad hidráulica; e) parámetros resistentes del material; f) distribución de intensidades y duración del evento de precipitación desencadenante; g) dirección de flujo de la esorrentía subsuperficial...

9.1.3. Área de estudio

El arroyo Cabrera es una corriente fluvio-torrencial formada por la confluencia de diversos arroyos (*Figura 9.3, Fotografía 9.1*), que discurren por la garganta de Covachuelas, Arromoro, Peñaltar, Mesillas y El Canchón, en la vertiente septentrional de la sierra del Valle, tramo oriental (Peña Parda-El Mirlo). Tributario del río Alberche (cuenca del Tajo) por su margen derecha, administrativamente sitúa su cuenca en los términos municipales de Navaluenga y El Barraco, ambos en el sector suroriental de la provincia de Ávila (Castilla y León). La cuenca vertiente al arroyo tiene una extensión aproximada de 15,5 km², presentando una forma subtriangular. El desnivel máximo dentro de la cuenca, entre el pico de El Mirlo (1.923 m) y la desembocadura del arroyo, es de 1.188 m en una longitud lineal de 5.500 m, definiendo una pendiente media del 21,6%. La cuenca está ocupada por granitoides de tipo monzogranítico de dos micas y grano medio-grueso, localmente porfídicos. En algunos puntos adoptan composiciones granodioríticas o cuarzomonzoníticas, con afloramientos de granodioritas moscovíticas. Sobre estos materiales del sustrato existen formaciones superficiales de edad cuaternaria constituidos por aglomerados, gravas, arenas, y limos que cubren las laderas, fondos de valle y depresiones tipo nava (Díez, 2001).

En relación con la vegetación, la cuenca está ocupada en un 43,12% por *Pinus pinaster*, en menor medida también aparecen *Quercus pyrenaica* y *Pinus sylvestris*, cubriendo ambas especies un área aproximada de 0,70 km² (4,65% del total de la cuenca) y 1,39 km² (9,18% del total), respectivamente. Asociada a la dinámica del arroyo Cabrera, aparece vegetación de ribera, quedando ésta básicamente constituida por *Alnus glutinosa*, que en el contexto de la cuenca ocupa un área de 0,38 km² (2,48% del total de la cuenca). Restringido a las laderas y divisorias situadas a partir de los 1.600-1.700 metros aparece matorral de piorno serrano, representando el 40,56% de la cubierta vegetal existente en la cuenca (*Figura 9.4*). La cuenca del arroyo Cabrera, se puede agrupar en tres clases sintéticas de tipos de suelo: a) entisoles desarrollados sobre mantos de meteorización de los materiales graníticos; b) fluvisoles, coincidiendo con el área ocupada por *Alnus glutinosa*; c) inceptisoles (*Figura 9.5*).

En esta cuenca no existe ninguna estación termo-pluviométrica. Asimismo, la única estación pluviométrica que dispone de registro histórico es la de Navaluenga Trampalones C.F (indicativo 3323). No obstante, dejó de ser operativa en el año

1979 y, además, estaba ubicada a cota 930 metros, no reflejando, por tanto, la variabilidad espacial que presenta la precipitación en la cuenca. Todo ello impide tener un conocimiento fidedigno del gradiente termométrico existente, así como caracterizar la componente orográfica de la precipitación. Ambos patrones de comportamiento climático son característicos de las cuencas de montaña. Tomando como referencia la estación termopluviométrica ubicada en la presa de El Burguillo (indicativo 3326), la temperatura media anual es de 14,6°C. La media de las mínimas es de 6,3°C y se registra en enero, mientras que la media de las máximas equivale a 24,8°C, dándose en julio. En cuanto a la precipitación existente en la cuenca del arroyo Cabrera, si se toma como aproximación agregada el registro histórico derivado durante el periodo en que permaneció operativa la estación de Navaluenga Trampalones C.F (1951-1979), se tiene que la precipitación media anual es de 414 mm. El mes que registra mayor cantidad de precipitación es noviembre, con 52,59 mm de media. Por el contrario, agosto es el mes en el que menos llueve, al registrar únicamente 9,50 mm.

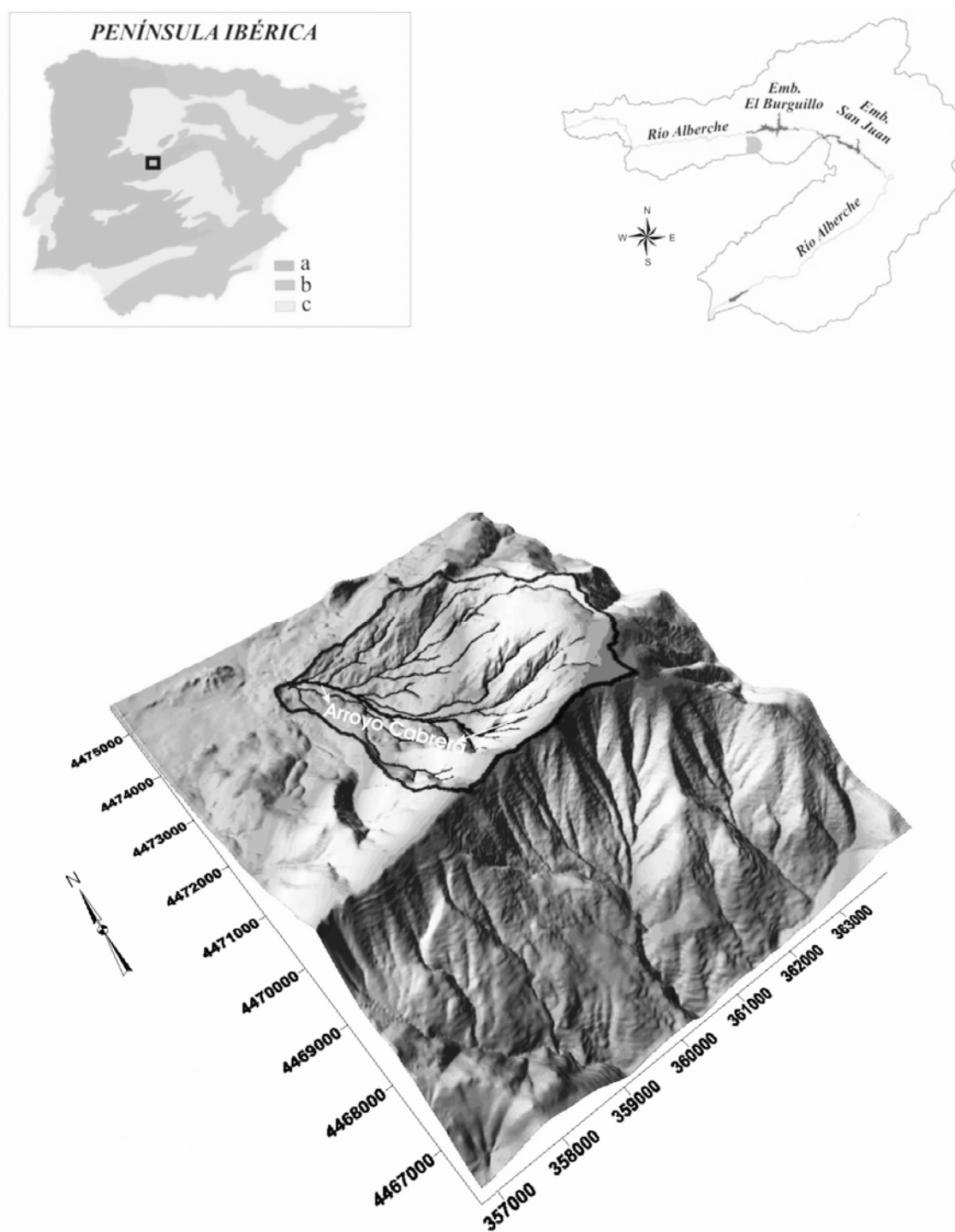


Figura 9.3. Porción de cuenca del arroyo Cabrera estudiada, en el ámbito de la cuenca hidrográfica del río Alberche, así como en el contexto geológico peninsular, representando: a= Macizo Hespérico; b= Cinturones Alpinos; c= Cuencas Cenozoicas (Bodoque et al., en prensa).



Fotografía 9.1. Vista general de la cuenca del arroyo Cabrera en la sierra del Valle, donde se aprecian las consecuencias de la avenida instantánea (cauce en tonos claros) (Díez, 2001).

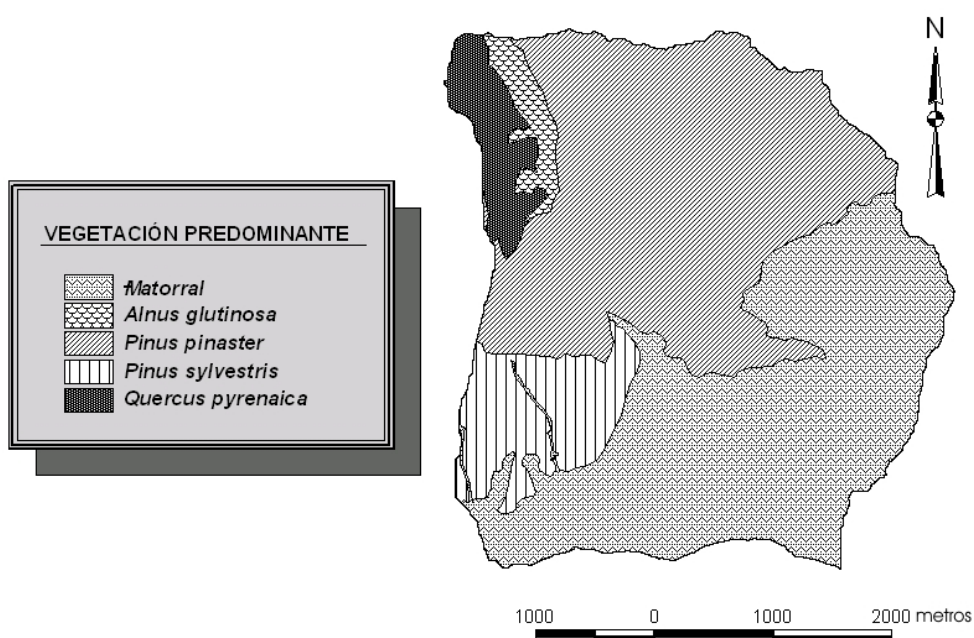


Figura 9.4. Vegetación predominante en el sector de cuenca estudiado del arroyo Cabrera.

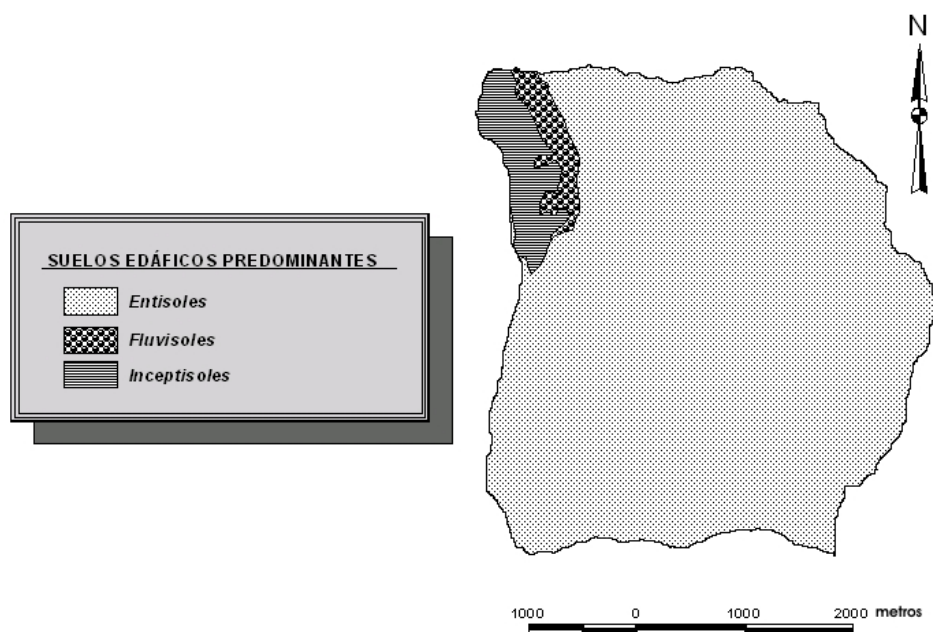


Figura 9.5. Suelos edáficos predominantes en el sector estudiado del arroyo Cabrera.

Varios son los factores que hacen que esta cuenca presente una elevada susceptibilidad a la ocurrencia de avenidas relámpago (*flash flood*), cuya acción destructora se ve con frecuencia incrementada por el desencadenamiento simultáneo de corrientes de derrubios (*debris flow*) (Díez, 2001) (*Fotografías 9.2, 9.3, 9.4, 9.5*):

- 1) La cuenca del arroyo Cabrera presenta en cabecera pendientes medias del 50%. Éstas se ven incrementadas en las laderas de vaguadas y gargantas, llegando a extremos del 100%. Como consecuencia, disminuye el umbral de escorrentía, acelerándose la incorporación de la escorrentía de las vertientes al cauce.
- 2) El hecho de que los canales principales se presenten encajados en gran parte de sus respectivos perfiles longitudinales, así como la elevada pendiente media que presentan, 21,6 % para el caso del arroyo Cabrera, facilita la propagación de la onda de crecida sin apenas laminación.
- 3) La alta circularidad de la cuenca, así como las pequeñas dimensiones de la misma, favorece la existencia de altas densidades de drenaje, que aceleran el paso del agua a la fase canalizada, concentrando el caudal en el punto emisario en poco tiempo.

- 4) El índice morfométrico R propuesto por Jackson *et al.* (1987) tiene un valor para esta cuenca de 0,33 (dentro del rango característico de zonas con *debris flow*).
- 5) La ancestral deforestación de la zona, que impide la existencia de vegetación con un desarrollo radicular suficiente para fijar el suelo al sustrato. A ello se une la actuación de los incendios que, como el de verano de 1995, dejaron el suelo desprovisto de cubierta arbustiva y arbórea. Además, existen otras prácticas ganaderas de tipo incendiario como las rozas, que potencian los pastos frente a otro tipo de vegetación con mayor porte y desarrollo radicular.
- 6) La existencia en superficie de materiales sueltos poco consolidados, como acumulaciones de tipo coluvional (canchales), potentes mantos de alteración de los materiales graníticos y bandas de arenización y trituración tectónica de la roca.



Fotografía 9.2. Efecto de la avenida instantánea sobre el puente situado junto a la colonia infantil de Venero Claro.



Fotografía 9.3. Efecto de la avenida instantánea sobre las pistas forestales (Díez, 2001).



Fotografía 9.4. Manto de derrubios depositado por el evento de 18 de diciembre de 1997 (Díez, 2001).



Fotografía 9.5. Troncos depositados por la avenida instantánea, que además taponaron el puente de Trampalones.

9.2. METODOLOGÍA

Con el fin de abordar los objetivos planteados, se implementaron dos aproximaciones metodológicas que, a su vez, fueron complementados con el desarrollo de un modelo hidrológico de precipitación-escorrentía (*Figuras 9.6 y 9.7*). El primero (Montgomery & Dietrich, 1994; Dietrich & Montgomery, 1998), permitió estimar la lluvia crítica umbral que desencadenó el evento objeto de estudio. Para ello se aplicó un análisis de estabilidad de laderas, basado en el concepto de ladera infinita (Skempton & DeLory, 1957). Los resultados que de él se obtuvieron, se integraron en un modelo hidrológico simplificado (Beven & Kirkby, 1979; O'Loughlin, 1986; Moore *et al.*, 1988; Moore & Grayson, 1991; Grayson *et al.*, 1992a, Grayson *et al.*, 1992b). Por otro lado, haciendo uso del método hidráulico del calado crítico (Chow, 1959; Jarrett, 1987), se determinó el caudal punta que circuló por dos secciones transversales al arroyo Cabrera, donde se constató mediante evidencias de campo, que las condiciones de flujo durante el evento de 18 de diciembre de 1997 fueron críticas.

En paralelo, usando las aplicaciones informáticas HEC-GeoHMS (USACE, 2003) y HEC-HMS (USACE, 2000; USACE, 2001), se implementó un modelo hidrológico

de precipitación-escorrentía, con el fin de simular y calibrar la respuesta hidrológica de la cuenca. La calibración del modelo fue posible gracias a la monitorización hidrológica de ésta. Dicha monitorización consistió en la instalación de tres pluviómetros situados uniformemente, de acuerdo con la dimensión mayor de la cuenca. Asimismo, se dispuso un limnógrafo en una sección de control del arroyo, donde quedaba garantizado que no era factible la variación de su área hidráulica, al quedar definida dicha sección por la solera de hormigón y paredes en los estribos de sillería de un puente.

La calibración del modelo hidrológico, facilitó aproximar la respuesta hidrológica de la cuenca, ante la ocurrencia del evento de precipitación desencadenante de la avenida de derrubios de 18 de diciembre de 1997. En este contexto, la precipitación umbral definida mediante el método hidrogeotécnico fue utilizada como entrada al modelo. Para ello se procedió a la determinación del hietograma sintético de dicha lluvia, mediante la información contenida en las curvas Intensidad-Duración (MOPU, 1990; de Salas, 2004). Igualmente, se ajustó la distribución de intensidades del hietograma del evento de precipitación más extremo registrado durante el tiempo que la cuenca lleva monitorizada, con el fin de que la cantidad total de lluvia definida por éste coincidiera con la precipitación umbral estimada mediante el método hidrogeotécnico. La ejecución del modelo hidrológico en HEC-GeoHMS y HEC-HMS, permitió estimar el caudal punta (flujo de 'aguas claras') que debió circular a través de las secciones donde se aplicó el método del calado crítico. De este modo, también se pudo determinar qué porcentaje del caudal punta establecido mediante el método hidráulico correspondía a carga sólida.

Finalmente, el análisis de los resultados obtenidos, hizo posible establecer una serie de 'pros' y 'contras' acerca de la idoneidad del uso de estos métodos, para definir umbrales de precipitación desencadenantes de fenómenos como el acontecido en la cuenca del arroyo Cabrera el 18 de diciembre de 1997.

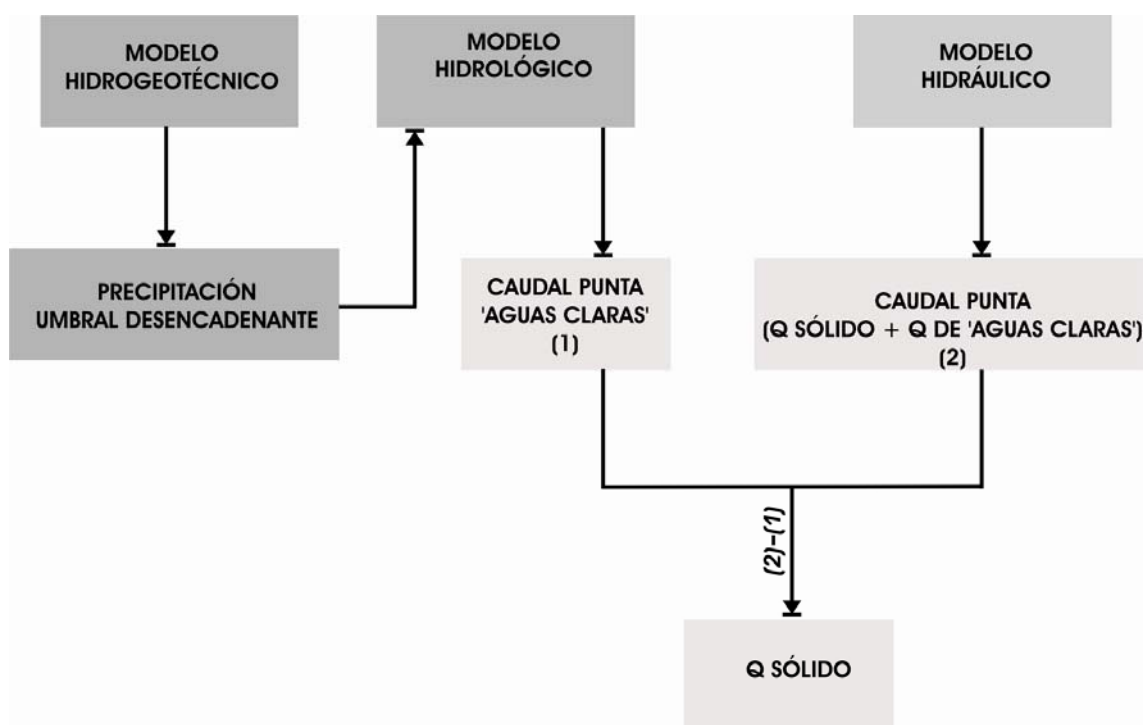


Figura 9.6. Esquema simplificado del método desarrollado.

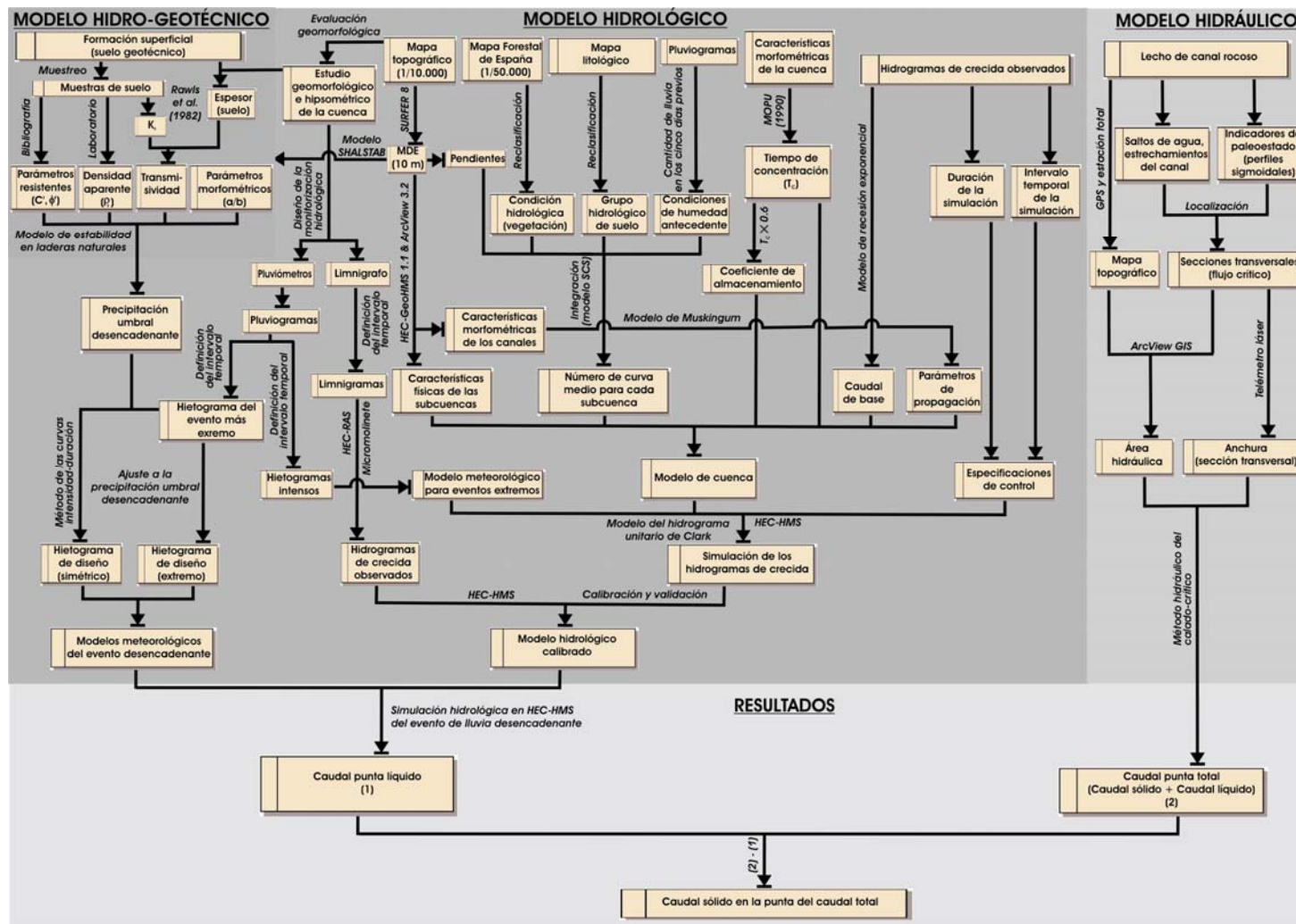


Figura 9.7. Esquema metodológico desarrollado. En relación con el modelo hidrogeotécnico, se tiene que: C' = cohesión efectiva; ϕ' = ángulo de fricción interna efectiva; ρ_s = densidad aparente del suelo; h = espesor de la masa de suelo; K_s = conductividad hidráulica; a/b = área aportante por unidad de longitud de contorno (Bodoque et al., en prensa).

9.2.1. Determinación de la lluvia crítica umbral mediante la aplicación de un modelo hidrogeotécnico

9.2.1.1. Estimación de los parámetros básicos

9.2.1.1.1. Análisis de la estabilidad de una ladera infinita

➤ Parámetros resistentes y estado del suelo

Se ha considerado un suelo carente de cohesión. Igualmente, no se ha estimado en qué medida las raíces de la vegetación incrementan la resistencia del suelo. En relación con lo anteriormente expuesto, y con el fin de no infravalorar la resistencia real del suelo, se ha considerado un ángulo de fricción interna, ϕ , igual a 45° (Dietrich & Montgomery, 1998).

La densidad aparente del suelo se estableció haciendo uso de un cilindro metálico, mediante el cual se tomó un volumen de suelo sin perturbar igual a 100 cm^3 . Seguidamente, el suelo fue calentado a temperatura de 105°C hasta verificar que el peso de masa de suelo se mantenía constante. De este modo, el valor de este parámetro viene dado por la relación entre el peso obtenido y el volumen correspondiente.

9.2.1.1.2. Modelo hidrológico

➤ Transmisividad de la masa de suelo

La conductividad hidráulica del material se estimó sobre la base de la correlación estadísticamente significativa existente entre la clase textural de un suelo y su correspondiente conductividad hidráulica (Rawls *et al.*, 1982) (*Tabla 9.1*). Con tal fin, se determinaron las distribuciones texturales de tres muestras de suelo, tomadas en el entorno del área donde se inició la avenida de derrubios de 18 de diciembre de 1997.

➤ Parámetros morfométricos

La estimación de los parámetros morfométricos del modelo (área contribuyente, pendiente), se llevó a cabo con los datos derivados del Modelo Digital de

Elevaciones (MDE) del área de estudio. El mismo, se creó sobre la base de la topografía de escala 1/10.000 disponible para la cuenca del arroyo Cabrera. Dicha cartografía fue proporcionada por el Servicio de Información Territorial y Cartografía, que se adscribe a la Dirección General de la Vivienda, Urbanismo y Ordenación del Territorio (Consejería de Fomento, Junta de Castilla y León).

Tabla 9.1. Correlación entre clases texturales y distintos parámetros hidrogeológicos y geotécnicos (Rawls et al., 1982).

Clase textural	Porosidad (cm ³ /cm)	Conductividad hidráulica (cm/hora)	Succión – frente de saturación (cm)
Arena	0,437	21,00	10,6
Arenoso franco	0,437	6,11	14,2
Franco arenoso	0,453	2,59	22,2
Franco	0,463	1,32	31,5
Franco areno-arcilloso	0,501	0,68	40,4
Franco areno-arcilloso	0,398	0,43	44,9
Franco arcilloso	0,464	0,23	44,6
Franco limo-arcilloso	0,471	0,15	58,1
Arcilla arenosa	0,430	0,12	63,6
Arcilla limosa	0,479	0,09	64,7
Arcilla	0,475	0,06	71,4

Como paso previo a la creación del modelo, se convirtieron a puntos (en el programa informático Idrisi 32 (Clark Labs, 2001) las curvas de nivel que definen la topografía de la cuenca. Seguidamente, la cobertura de puntos resultante fue exportada al programa SURFER 7 (Golden Software, 1999), donde se interpolaron los datos, definiendo un MDE con resolución espacial igual a 10 metros. A continuación, el MDE fue importado desde el SIG ArcView 3.2 (ESRI, 2000), con el fin de proceder a la corrección de los posibles errores del MDE (Olivera, 2001) mediante la extensión HEC-GeoHMS (USACE, 2003).

Una vez corregido el MDE, se procedió al cálculo de las pendientes y direcciones de flujo existentes en la cuenca que vierte al arroyo Cabrera. Entre las características más relevantes que se pueden extraer de cada una de las celdas que forma el MDE, está la denominada como ‘dirección de flujo’, en cuanto que caracteriza el movimiento del agua a través de cada ‘celda’. La discretización del terreno en unidades mínimas (‘celdas’), mediante el uso del MDE es el principal escollo que se presenta para la modelización de la escorrentía, habiéndose desarrollado para su caracterización diferentes metodologías. Para el caso que nos ocupa, se ha implementado la propuesta metodológica desarrollada por

Tarboton (1997). En ésta, el modelo conocido como D_{∞} busca un abanico de direcciones de flujo infinito, es decir, una medida continua de los ángulos en que el flujo entre celdas continuas se produce. Para ello utiliza una submalla 3×3 , que define una superficie representada por facetas triangulares, cada una de las cuales está representada por la celda central y las celdas consecutivas de su entorno. Se tiene así un total de ocho triángulos, definiendo cada uno de ellos un plano. Para cada triángulo, se determina la pendiente, así como su orientación, tomándose la mayor pendiente y su correspondiente orientación como la dirección de flujo en la celda analizada. Una vez determinada la dirección de flujo, la obtención del área aportante, o número de celdas que drenan a una dada es inmediata. Finalmente, el área contribuyente queda definido por la relación entre la magnitud del área aportante y una medida de anchura de ladera. Generalmente, esta última viene dada por la resolución espacial del MDE.

9.2.2. *Estimación del caudal punta asociado a la avenida de derrubios de 18 de diciembre de 1997*

Para el caso que nos ocupa, se eligieron dos tramos del arroyo Cabrera (*Figura 9.8*) en los que las características morfométricas del perfil longitudinal del canal (cambios bruscos en la pendiente), así como la existencia de indicadores de índole paleohidráulico (marcas de nivel con forma de perfiles sigmoidales), permitieron ubicar mediante GPS dos secciones de control que durante la crecida registraron resaltos hidráulicos y, por tanto, condiciones de flujo crítico. Para ello se utilizaron como referencia los puntos de inflexión, que definen las curvas de los sigmoides considerados (*Figuras 9.9, 9.10 y 9.11*). Igualmente, en estas secciones se constató que afloraba el sustrato rocoso, de modo que quedaba verificada la constancia temporal en lo que hace referencia a las áreas de las secciones de cauce consideradas. La estimación de los parámetros que definen el método: área de la sección y su correspondiente anchura, se llevó a cabo a partir de un levantamiento topográfico parcial (aproximadamente 275 metros) del arroyo Cabrera. Además, las anchuras de las respectivas secciones de control fueron verificadas en campo, haciendo uso de un telémetro láser marca Yardage 500, con alcance 500 metros y precisión de 1 metro.

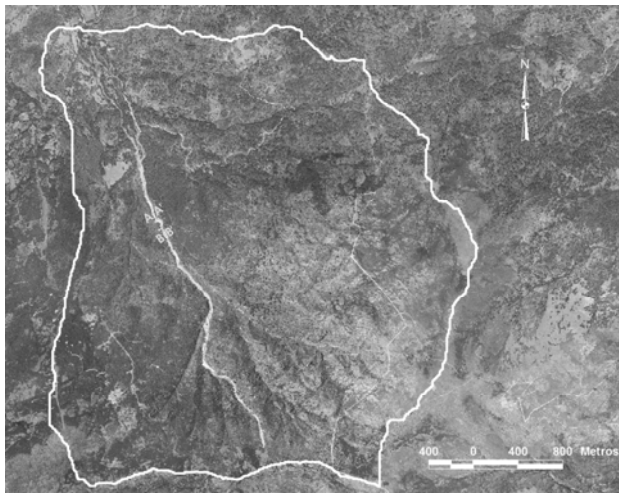


Figura 9.8. Secciones de control definidas para aplicar el método hidráulico del calado-crítico en el ámbito de la porción de cuenca estudiada.

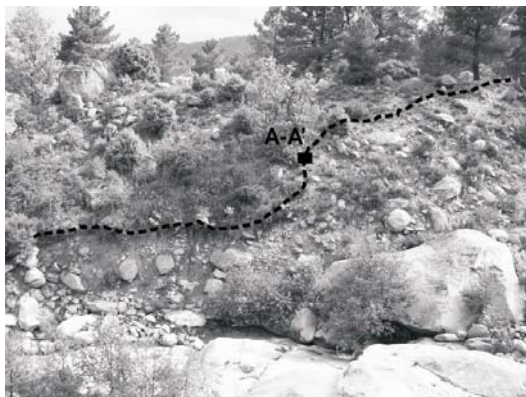


Figura 9.9. Banco erosivo del arroyo Cabrera, donde se aprecia el perfil sigmoidal correspondiente al resalto hidráulico de la lámina de agua durante la crecida. El punto A-A' representa el lugar donde la lámina de agua alcanzó un calado crítico. Este punto fue utilizado como referencia para definir la sección de control A-A (Bodoque et al., en prensa).



Figura 9.10. Perfil sigmoidal representativo de condiciones de flujo crítico. El punto B-B' es indicativo de profundidad crítica durante la crecida. Dicho punto fue utilizado como referencia para definir la sección de control B-B'.



Figura 9.11. Cascada indicadora de resalto hidráulico que, a su vez, es coincidente con la sección de control B-B'.

9.2.3. Diseño e implementación del modelo hidrológico para el evento de 18 de diciembre de 1997

9.2.3.1. Monitorización hidrológica de la cuenca vertiente al arroyo Cabrera

Los registros de lluvia utilizados para llevar a cabo la simulación y calibración del modelo hidrológico, se obtuvieron de los pluviómetros instalados en la cuenca que vierte al arroyo Cabrera (*Tabla 9.2*). Éstos se ubicaron en las subcuencas principales, distribuyéndose homogéneamente en altura, al objeto de que registraran la componente orográfica de la precipitación. Asimismo, uno de los pluviómetros se instaló en las proximidades de la antigua estación pluviométrica de Navaluenga Trampalones C.F, indicativo 3323, con el fin de que las series de datos de lluvia registradas por ambos pluviómetros sean analizadas conjuntamente, de modo que en el área de influencia de los mismos pueda aproximarse el patrón que ha seguido la precipitación en los últimos 60 años. Los pluviómetros fueron atornillados en una plataforma de madera tratada, cuya finalidad es aislarlos del suelo. Sobre cada uno de ellos se dispusieron bloques de roca a modo de lastre. Por su parte, el *logger*, o almacenador digital de datos, fue aislado en buena medida de la humedad y el agua en un receptáculo de plástico transpirable, a la vez que el cable que une el colector de lluvia con el *logger* quedaba protegido, mediante un tubo corrugado de plástico, de las mordeduras llevadas a cabo por pequeños mamíferos (*Figura 9.12 A, B y Figura 9.13 A*).

Por su parte, el registro de caudales resultado del evento de precipitación considerado, se estimó en una sección situada bajo el puente localizado en las

proximidades de la colonia infantil de Venero Claro (*Figura 9.13 B*). La elección de esta sección, vino determinada por el hecho de que el canal bajo el puente cuenta con una solera de hormigón y bancos de orilla de sillería granítica (estribos). Como consecuencia, se puede asumir que la misma posee un área hidráulica invariante en el tiempo.

Las series temporales de caudales se obtuvieron indirectamente, estableciendo la relación existente entre alturas de lámina de agua y caudales correspondientes a dichas alturas. Esta relación recibe el nombre de curva de gastos y fue definida mediante el programa de modelación hidráulica HEC-RAS (USACE, 2002). La curva de gastos se estableció en cada punto de control, relacionando cada nivel de agua registrado con su caudal correspondiente, el cual se obtuvo con fiabilidad con la ayuda de un micromolinetete (modelo *FlowProbor*) (*Figura 9.13 F*), o equipo de medida de la velocidad de la corriente. Para la obtención de los niveles, se instaló en la sección de control considerada un limnógrafo digital (modelo WL 15) (*Figura 9.13 C,D y E*), que capta y registra medidas de altura de lámina de agua de modo continuo, o bien para intervalos predefinidos. Durante el periodo temporal considerado (22-07-2004/15-09-2005), las alturas de lámina de agua se midieron a intervalos de tres o ocho minutos, siendo estos lapsos temporales claramente inferiores al tiempo de concentración de la cuenca (1,54 horas).

Tabla 9.2. Localización y cota de los pluviómetros instalados en el arroyo Cabrera.

Identificador	Paraje	Localización (Huso 30)		Cota (metros)
		X-UTM (metros)	Y-UTM (metros)	
Pluviómetro 1	Trampalones	360004	4472896	920
Pluviómetro 2	Peña Parda	360098	4470743	1420
Pluviómetro 3	La Atalaya	361075	4470230	1790

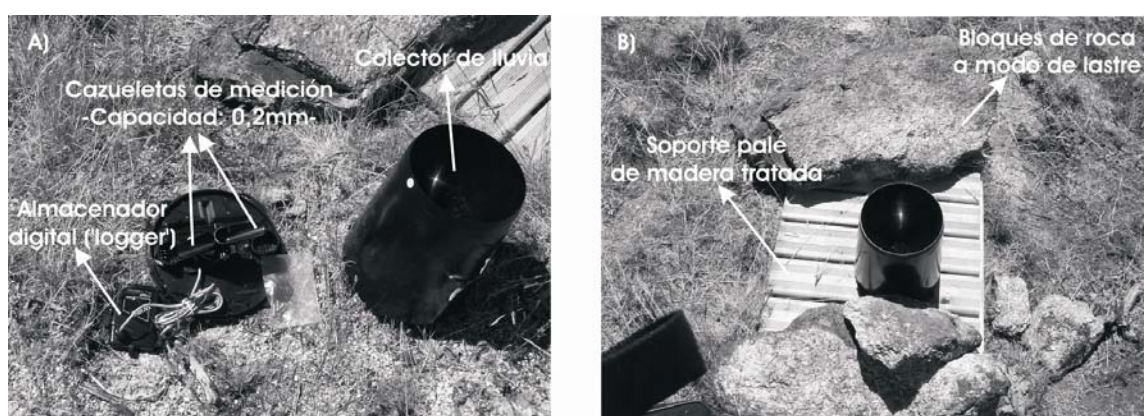


Figura 9.12. A) Componentes del pluviómetro de tipo cazoletas basculantes B) Vista del pluviómetro sito en el paraje 'La Atalaya'.

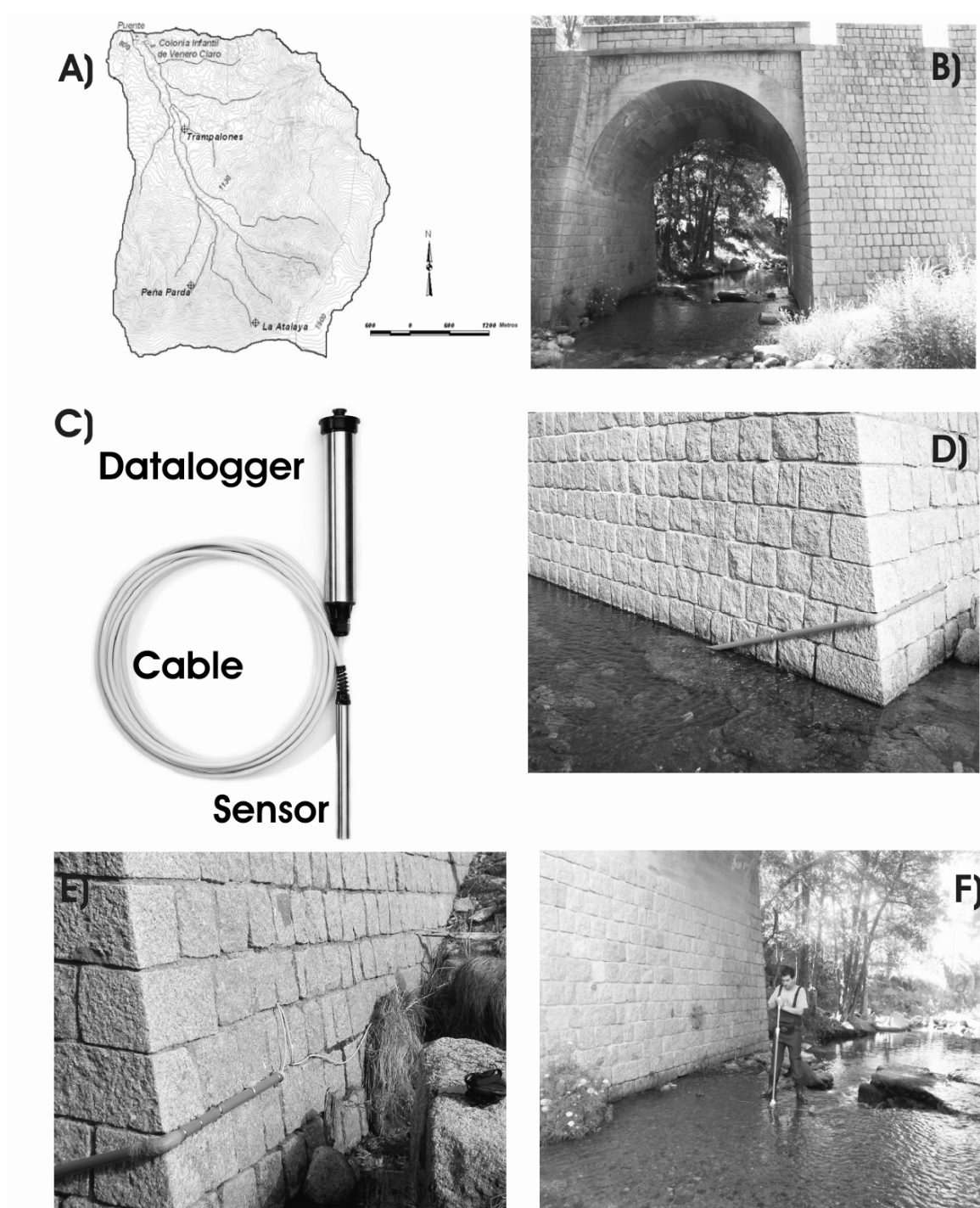


Figura 9.13. A) Situación de la instrumentación hidrológica instalada; B) sección utilizada para definir la curva de gasto del arroyo Cabrera; C) Limnígrafo digital, modelo WL 15; D) vista del limnígrafo una vez se instaló en la cuenca del arroyo Cabrera. Obsérvese que el sensor está protegido por un tubo de PVC; E) cable de transmisión de datos desde el sensor al datalogger; F) uso del molinete para medir la velocidad de la corriente.

9.2.3.2. Simulación y calibración del modelo hidrológico

9.2.3.2.1. Modelo de Cuenca

El modelo de cuenca se creó sobre la base del MDE (10 m de resolución espacial) disponible para la cuenca del arroyo Cabrera y mediante la extensión HEC-GeoHMS (USACE, 2003), que se integra en la aplicación GIS ArcView 3.2. Haciendo uso de la extensión antedicha, se corrigieron los errores existentes en el modelo (Jenson & Domingue, 1988). Igualmente, se delineó la red de drenaje y a partir de ella se delimitaron las subcuencas en que quedó desagregada la cuenca. Para ello HEC-GeoHMS ejecuta una serie de algoritmos, que actuando sobre el MDE permiten la evaluación cuantitativa de distintos parámetros (dirección de flujo, flujo acumulado...). Estos algoritmos se integran en un modulo que recibe el nombre de preprocesado del terreno (*terrain preprocessing*). La calidad de delineación, tanto de la red de drenaje como de las subcuencas, depende de la precisión y resolución espacial del MDE utilizado para tal fin. Otro factor a considerar es el contraste topográfico existente. Así, en cuencas de montaña el resultado que se obtiene se aproxima al óptimo. Sin embargo, en cuencas llanas la calidad de delineación suele ser pobre.

La obtención de la red de drenaje a partir del MDE, se puede llevar a cabo mediante la aplicación de dos métodos: a) área drenante umbral; b) área-pendiente, no existiendo diferencias significativas en los resultados que se derivan de la implementación de ambos métodos (Giannoni *et al.*, 2003). Para el caso que nos ocupa, se utilizó el método de área drenante umbral, dada la naturaleza raster del MDE utilizado. En este método, el flujo existente en cada píxel puede potencialmente fluir a cualquiera de los ocho píxeles vecinos y siempre según la dirección de máxima pendiente. Seguidamente, HEC-GeoHMS asigna a cada celda un valor que es igual al número de píxeles que drenan a la misma. Finalmente, se define un umbral de área drenante (en celdas o unidad de superficie), de manera que únicamente se delineen los *thalweg* con un área drenante superior al establecido. Generalmente, la elección de éste es arbitraria (Montgomery & Foufoula-Georgiou, 1993) y viene dada por los objetivos que se hayan planteado en la evaluación hidrológica. Una vez creado el modelo de cuenca, HEC-GeoHMS transforma la información relativa a la desagregación de la cuenca (delimitación de las subcuencas) y delineación de la red de drenaje en una estructura de datos importable por HEC-HMS.

➤ Determinación de las abstracciones iniciales

La precipitación resultante de los chubascos utilizados para la calibración del modelo hidrológico, así como de la tormenta que desencadenó el evento de 18 de diciembre de 1997, se desagregó en dos fracciones. La primera está relacionada con la parte de precipitación que no forma escorrentía superficial (abstracciones iniciales), mientras que la segunda representa el porcentaje de lluvia que genera escorrentía superficial. Para la evaluación de esta última, se implementó el método del número de curva (SCS, 1972; Moore, 1985; Schaake *et al.*, 1996) (ver sección 4.2.2.3.3.).

A este respecto, en este estudio se ha implementado la propuesta metodológica desarrollada por la Dirección General de Carreteras (MOPU, 1990). La información relativa a la vegetación y usos del suelo existentes en la cuenca, se obtuvo del Mapa Forestal de España (Escala 1/50.000, Hoja 556, Navaluenga). Se trata de cartografía digital (formato e00 y dxf) realizada por el Ministerio de Medio Ambiente, dentro de un proyecto nacional a realizar entre los años 1997-2006, y en la que se refleja la situación actual de las masas forestales. Entre los atributos asociados a la cartografía, se encuentra la fracción de cabida cubierta (*Figura 9.14*).

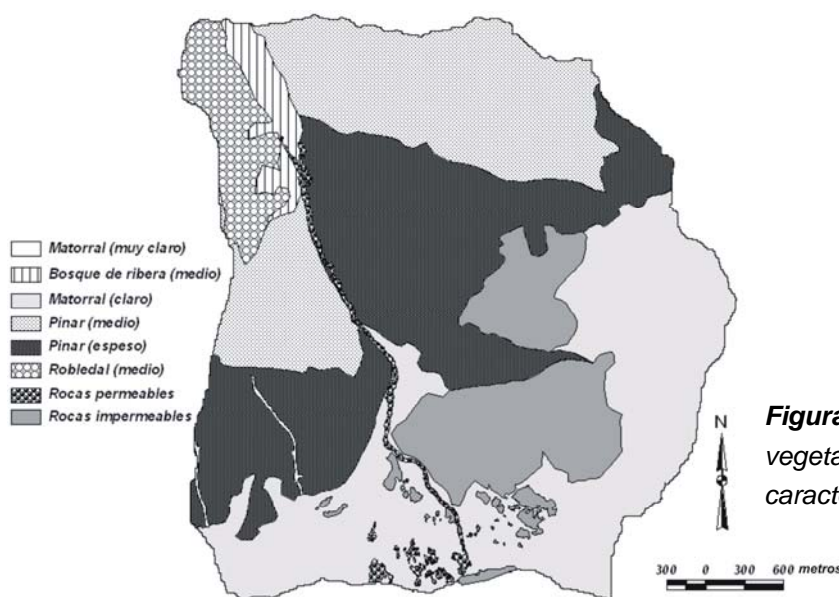
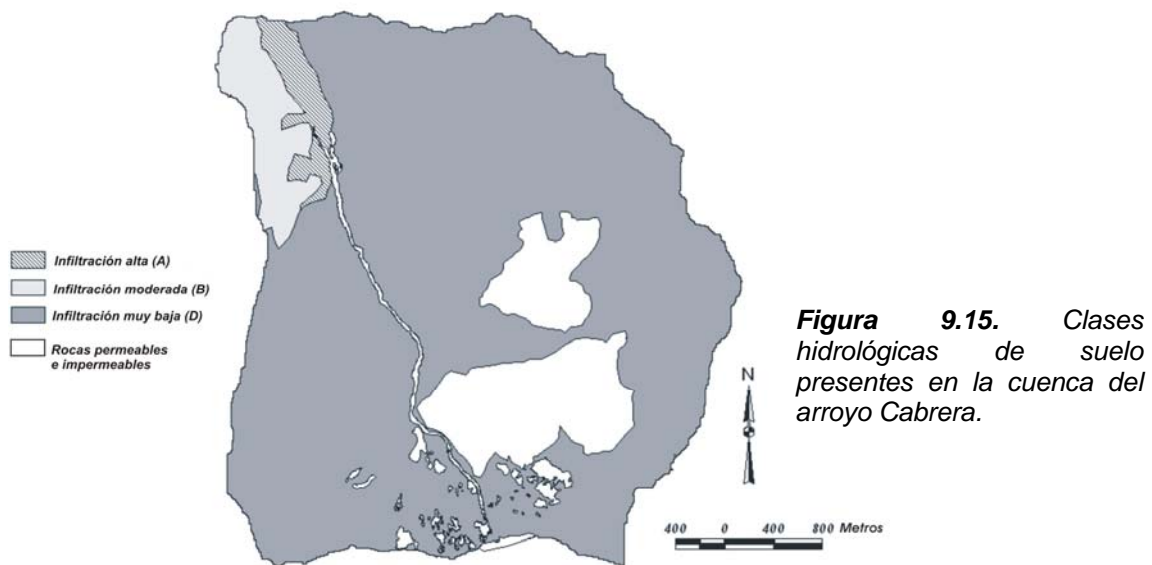


Figura 9.14. Mapa de vegetación-usos del suelo y características hidrológicas.

La delimitación de los grupos hidrológicos de suelos, se realizó sobre la base del establecimiento de una relación de correspondencia entre las unidades geomorfológicas de la cuenca del arroyo Cabrera y las clases hidrológicas de suelos propuestas por el SCS (1972) (*Figura 9.15*).



Para la estimación del estado de humedad antecedente, se analizó la precipitación acumulada registrada en los pluviómetros instalados en la cuenca, durante los cinco días previos al evento utilizado para la calibración y simulación del modelo hidrológico (SCS, 1972).

➤ Generación del hidrograma de escorrentía

Los valores estimados de los parámetros tiempo de concentración y coeficiente de almacenamiento han sido aproximados mediante calibración.

➤ Determinación del caudal de base

Para la simulación del evento de lluvia acontecido el 25 de octubre de 2004, el único factible de ser utilizado para la calibración del modelo hidrológico, se ha utilizado como caudal inicial, Q_0 , (*Figura 9.16*) el medido en el canal con anterioridad a que se iniciara la fase de crecida resultado de la ocurrencia de tal evento. Por otro lado, la implementación del modelo en HEC-HMS, también requiere de la definición de un caudal umbral que representa el caudal observado

en un instante dado, a partir del cual los aportes de escorrentía a la red de drenaje son de carácter subsuperficial (*Figura 9.16*). Finalmente, al coeficiente de recesión, k , se le asignó un valor de 1, dada la poca duración (32 horas) del hidrograma de crecida considerado.

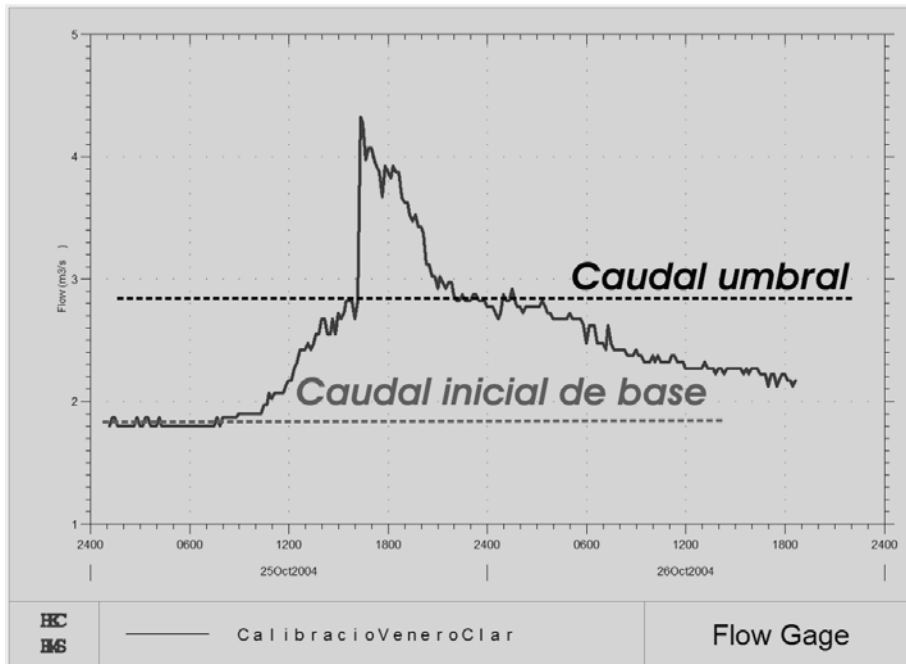


Figura 9.16. Hidrograma observado en la cuenca del arroyo Cabrera, que sirve como ejemplo para ilustrar el modelo de recesión exponencial, que permite estimar el caudal de base.

➤ Propagación y laminación del hidrograma de escorrentía

Los valores estimados de K y X han sido optimizados mediante calibración.

9.2.3.2.2. Modelo Meteorológico

Para cada una de las subcuencas en que ha sido desagregada la cuenca se han definido hidrogramas sintéticos, mediante la técnica de interpolación del inverso al cuadrado de la distancia, representativos del evento de lluvia considerado en el modelo hidrológico. Éstos han sido creados sobre la base de la información pluviométrica registrada en los pluviómetros instalados en la cuenca del arroyo Cabrera (*Figura 9.17*).

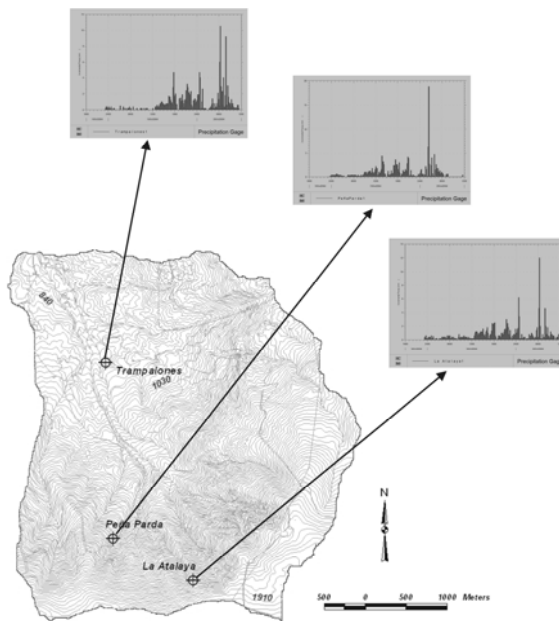


Figura 9.17. Hietogramas registrados en los pluviómetros de Trampalones, Peña Parda y La Atalaya, para el evento de lluvia acontecido entre el 18 de octubre y el 20 de octubre de 2004.

9.2.3.2.3. Especificaciones de control

Como inicio de la simulación se ha considerado el momento en el que comienza la tormenta objeto de caracterización hidrológica. Por su parte, el final de la simulación se ha definido en el momento en el que el limnógrafo registra alturas de lámina de agua correspondientes al caudal de base. En todos los casos, el modelo hidrológico se ha implementado para intervalos de 10 minutos, periodo éste que es notablemente inferior al tiempo de concentración de la cuenca (1,54 horas) y que, por tanto, permite estimar con adecuada fiabilidad el momento en el que tiene lugar la punta del hidrograma.

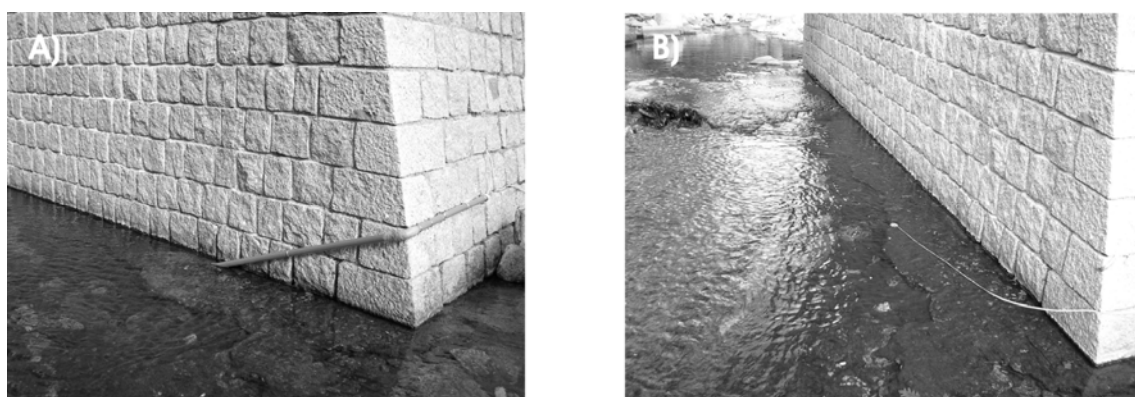
9.2.3.2.4. Calibración del modelo

Para el caso que nos ocupa, la calibración del modelo ha quedado condicionada por la disponibilidad de información pluviométrica y de aforos. A este respecto, téngase en cuenta que únicamente se dispone de datos globales para la cuenca desde el 22 de julio de 2004. Si a esta limitación, se le une el hecho de que el año hidrológico 2004-2005 ha sido el más seco de los últimos 50 años, se entiende que el número de eventos de precipitación susceptibles de ser utilizados en la calibración del modelo se haya visto reducido a dos que, por otro lado, fueron los únicos ante los cuales la cuenca tuvo una respuesta hidrológica efectiva (*Tabla 9.3*).

Tabla 9.3. Características básicas de los eventos de precipitación, considerando valores medios para los pluviómetros de Trampalones, Peña Parda y La Atalaya.

Evento	Estaciones	Fecha	Duración (h)	Cantidad total media de lluvia (mm)	Intensidad media máxima (mm h ⁻¹)	Caudal punta (m ³ s ⁻¹)
1	Trampalones	18 Oct - 20 Oct 2004	36	166,2	63,6	22,70
	Peña Parda		34	179,4	114,0	
	La Atalaya		37	151,4	72,0	
2	Trampalones	25 Oct 2004	11,34	38,2	19,2	3,83
	Peña Parda		11,34	35,6	20,4	
	La Atalaya		11,41	30,8	10,8	

En relación con el ‘evento 1’ (*Tabla 9.3*), el hidrograma de crecida resultado de la ocurrencia del mismo se perdió en buena medida, al ser arrancado el sensor del limnógrafo de la posición en que estaba ubicado (*Fotografía 9.6 A y B*). Como resultado, las medidas que se registraron con posterioridad a este suceso carecen de fiabilidad. Con todo, se pudo estimar el caudal punta del hidrograma, considerando los flotantes dejados por la onda de avenida resultado de la ocurrencia del citado evento (*Figura 9.18*) y mediante el desarrollo de un modelo hidráulico unidimensional, unifásico, en régimen gradualmente variado, realizado con la aplicación HEC-RAS (versión 3.0).



Fotografía 9.6. A) Ubicación del limnógrafo previamente a la ocurrencia de la avenida de 18-20 de octubre de 2004; B) Arranque y desplazamiento del limnógrafo desde su posición original, como resultado de la avenida.

De todos los parámetros considerados en el modelo, se determinaron por calibración los que siguen: a) número de curva; b) tiempo de concentración; c) coeficiente de almacenamiento; d) factor x de Muskingum; e) factor k de Muskingum; e) número de subtramos (método de Muskingum). Los límites teóricos utilizables para la calibración de dichos parámetros aparecen definidos en la *Tabla 9.4*.

Tabla 9.4. Intervalos utilizados para la calibración de los parámetros (USACE, 2000).

Modelo	Parámetro	Mínimo	Máximo
Estimación de la lluvia neta	Abstracción inicial	0 mm	500 mm
	Número de curva	1	100
Hidrograma unitario de Clark	Tiempo de concentración	0,1 h	500 h
	Coeficiente de almacenamiento	0 h	150 h
Método de Muskingum	K	0,1 h	150 h
	X	0	0,5
	Número de subtramos	1	100



Figura 9.18. Flotantes depositados junto al puente de Venero Claro durante la avenida de 18-20 de octubre de 2004.

9.2.4. Estimación de los caudales punta sólido y líquido

9.2.4.1. Caracterización del evento de lluvia que desencadenó la avenida de derrubios de 18 de diciembre de 1997

El hietograma sintético no se ha definido de acuerdo con el método desarrollado por NERC (1975). Éste tiene la particularidad de que requiere del estudio de eventos de lluvia acontecidos en el área de estudio. A este respecto, aunque la cuenca del arroyo Cabrera cuenta con tres pluviómetros distribuidos de modo que puedan registrar la componente orográfica de la precipitación (ver sección 9.2.3.1), sin embargo, su reciente instalación (data del 6 de abril de 2004) ha impedido que se pueda disponer de los datos de un número estadísticamente significativo de eventos extremos de lluvia. Como consecuencia de esta limitación, se optó por asumir la hipótesis de existencia de similitud entre la distribución temporal que debió seguir el evento de lluvia desencadenante, y el hietograma del evento de lluvia más extremo registrado en la cuenca (acontecido entre el 18 y el 20 de octubre de 2004) desde que la monitorización de ésta es efectiva (ver *Tabla 9.3*). Para ello, se hizo uso de la información registrada en el pluviómetro sito en La Atalaya, ya que se encuentra en las proximidades del punto donde se desencadenó la avenida de derrubios. Partiendo de esta asunción, se ajustaron los volúmenes de precipitación de ambos eventos. Como paso previo a la realización del ajuste, se incrementó proporcionalmente el valor de la precipitación umbral desencadenante (24 horas de duración) determinada mediante el método hidrogeotécnico. Para ello fue aumentada la duración de la lluvia umbral hasta 36 horas que, a su vez, es la duración del evento utilizado como patrón de comparación.

Dadas las limitaciones antedichas, el hietograma sintético se definió aplicando el método de las curvas IDF. Para ello, se ha optado por el diseño de un hietograma simétrico simple. En lo que hace referencia a la definición del intervalo temporal del hietograma, se ha utilizado como criterio que éste sea menor que un quinto del tiempo de concentración (Díez, 2001).

9.2.4.2. Implementación del modelo

Una vez simulado y calibrado el modelo hidrológico, se puede aproximar la respuesta hidrológica de la cuenca ante la ocurrencia de cualquier evento de lluvia. Sobre la base de esta premisa, se implementó un modelo hidrológico en HEC-

HMS, al objeto de determinar el caudal punta de 'aguas claras' resultado de la ocurrencia del evento de 18 de diciembre de 1997. La carga sólida se determinó de modo inmediato, por simple resta entre el caudal punta obtenido tras la ejecución del modelo y el caudal punta ($Q_{\text{sólido}} + Q_{\text{'aguas claras'}}$) estimado de acuerdo con la metodología desarrollada en la sección 4.2.2.2. Para llevar a cabo esta valoración, se asumió la hipótesis de existencia de coincidencia temporal entre la punta asociada a la avenida de derrubios y la punta del hidrógrama de 'aguas claras'.

Se crearon dos modelos meteorológicos, utilizando como entradas a los mismos los hietogramas sintéticos planteados en la sección 9.2.4.1. El modelo de cuenca se diseñó en HEC-GeoHMS, definiendo como desagüe de éste un punto intermedio situado entre las dos secciones que definieron flujo crítico (ver Figuras 9.9, 9.10 y 9.11). En cuanto a los valores que determinan los parámetros que integran el modelo, se asumieron, con la única excepción del caudal inicial de base, los derivados de la calibración de la respuesta hidrológica existente en la cuenca del arroyo Cabrera (ver Tablas 9.8 y 9.9). Como caudal inicial de base, se consideró un valor de $3 \text{ m}^3/\text{s}$, cifra esta que es consistente con la serie foronómica disponible, para condiciones pluviométricas similares a las antecedentes al evento de lluvia desencadenante. En cuanto a las especificaciones de control, se definió un intervalo de simulación de 0,3 horas para el modelo hidrológico, que utilizaba el hietograma diseñado a partir de las curvas Intensidad-Duración como información de entrada al mismo. Por su parte, en el segundo modelo desarrollado, el intervalo de simulación fue de 0,16 horas.

9.3. RESULTADOS

9.3.1. Estimación de la lluvia crítica umbral mediante la aplicación de un modelo hidrogeotécnico

Sobre la base de la correlación establecida por Rawls *et al.* (1982), entre distribuciones texturales y conductividades hidráulicas, se aproximó el valor de este parámetro (tomando valores medios) en el área donde se inició la avenida de derrubios de 18 de diciembre de 1997 (Tabla 9.5).

En el punto donde se desencadenó el movimiento en masa, el espesor del manto meteorización era de 0,75 metros. Tomando como referencia esta medida, se

consideró un espesor uniforme de 0,75 metros para la cuenca que drena al punto de rotura. Además, gran parte de ésta se encuentra ocupada por un canchal, por lo que previsiblemente el inicio del proceso actuó como un elemento desestabilizador de la acumulación de bloques, incrementándose, como resultado, la intensidad con la que actuó la avenida de derrubios (*Figura 9.19*). Puesto que se ha asumido un valor agregado de conductividad hidráulica de 1,47 m/d, así como un espesor de manto de alteración igual a 0,75 metros, se tiene que la transmisividad existente en el área que drena al punto de rotura es de 1,10 m²/d.

La distribución espacial del parámetro área contribuyente (*Figura 9.20*), fue estimada mediante la aplicación informática SHALSTAB (Dietrich & Montgomery, 1998). De este modo, se definió un área contribuyente para el punto donde se inicio la rotura igual a 547, siendo 28,4° la pendiente en el punto. En lo que hace referencia a la densidad aparente, este parámetro queda definido por un valor medio de 1730 kg/m³. Finalmente, la resolución de la ecuación [4.9], ha definido un valor de 154 mm. Este valor representa la precipitación umbral en 24 horas, (acontecida en la cabecera de la cuenca del arroyo Cabrera), que desencadenó la avenida instantánea de 18 de diciembre de 1997.

Tabla 9.5. Conductividad hidráulica definida sobre la base de la distribución textural de tres muestras de suelo, tomadas en el entorno del área donde se inició la avenida de derrubios.

ID Muestra	Arena Total ISSS 2-0,02	Limo ISSS 0,02-0,002	Arcilla <0,002	Clasificación textural (USDA)	Conductividad hidráulica (cm/hora)
VC ₁	85,0 %	9,2%	5,8%	ARENOSO FRANCO	6,11
VC ₂	81,7 %	14,0 %	4,3%	FRANCO ARENOSO	2,59
VC ₃	84,4 %	12,6%	3,0%	ARENOSO FRANCO	6,11



Figura 9.19. Disposición actual de los canchales, aguas arriba de donde se inició la rotura que derivó en la avenida de derrubios de 18 de diciembre de 1997.

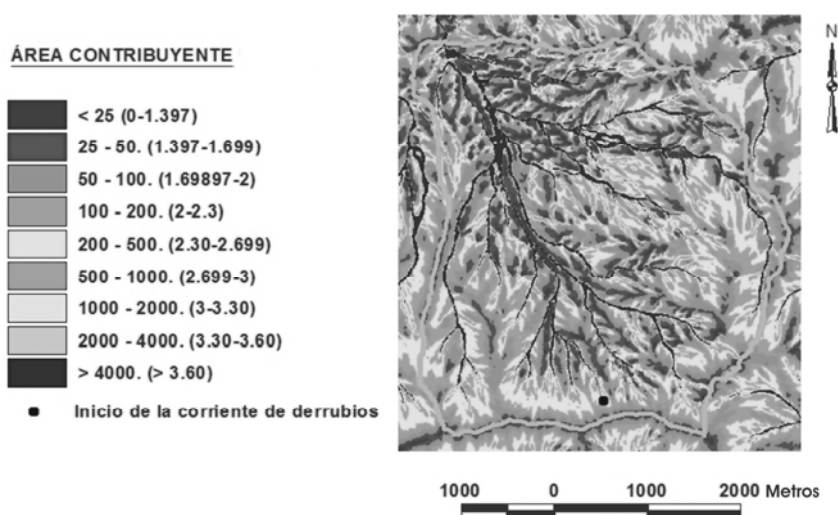


Figura 9.20. Área contribuyente [m^2/m] para la porción de cuenca estudiada. Las cifras entre paréntesis representan los logaritmos decimales de las áreas contribuyentes.

9.3.2. Caudal punta asociado a la avenida de derrubios de 18 de diciembre de 1997

El levantamiento topográfico (equidistancia de 1 metro) de 250 m de un tramo de cauce del arroyo Cabrera, permitió establecer dos secciones transversales (*Figura 9.21*) en las que se constató la existencia de flujo crítico (ver *Figuras 9.9, 9.10 y 9.11*). Las áreas y anchuras de dichas secciones, así como los caudales críticos circulantes aparecen definidos en la *Tabla 9.6*.

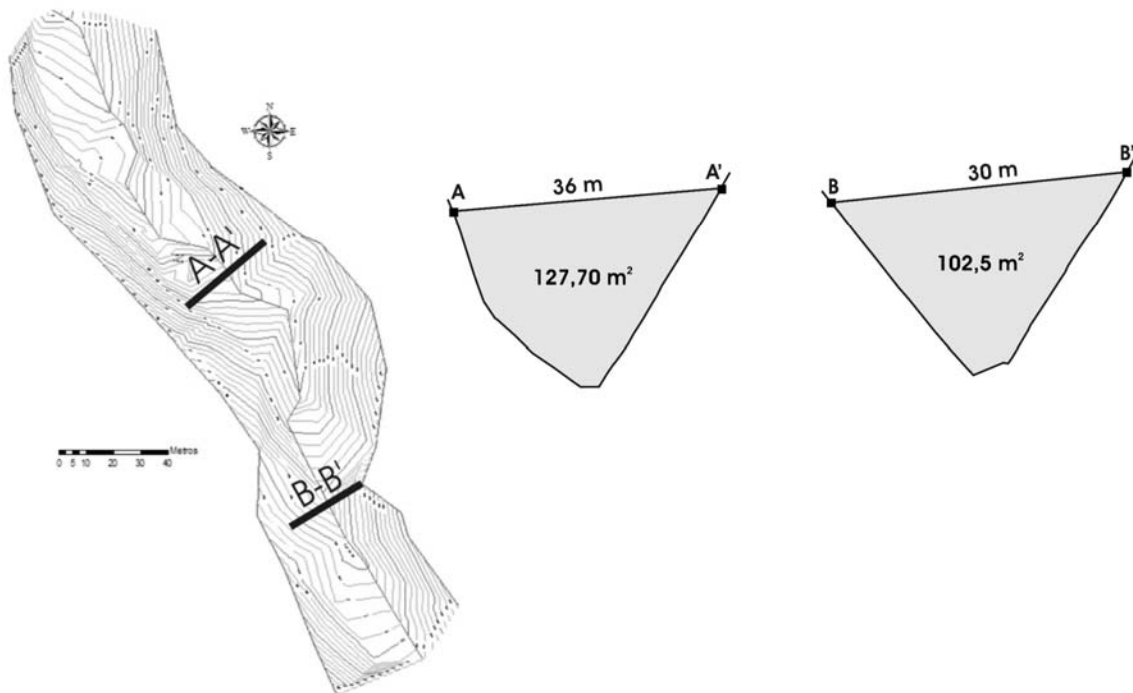


Figura 9.21. Planimetría del arroyo Cabrera y secciones transversales consideradas.

Tabla 9.6. Parámetros básicos y valores de caudal crítico para secciones del arroyo Cabrera, calculados mediante la ecuación de caudales y profundidades críticas.

Sección	Área (m ²)	Anchura (m)	Caudal crítico (m ³ /s)	Caudal punta específico (m ³ /s/km ²)
A-A'	127,70	36	752,92	188,93
B-B'	102,50	30	593,11	148,28

9.3.3. Diseño e implementación del modelo hidrológico para el evento de 18 de diciembre de 1997

9.3.3.1. Simulación y calibración del modelo hidrológico

La cuenca vertiente al arroyo Cabrera se desagregó en un total de 26 subcuencas (*Figura 9.22*), atendiendo a criterios morfométricos (básicamente pendientes), litológicos (presencia de mantos de alteración, coluviones, canchales...), hidrogeológicos (espesor relativo de masa de suelo), vegetación y usos del suelo.

Los resultados derivados de la implementación del modelo hidrológico y de su posterior calibración con el evento de 25 de octubre de 2005, permiten concluir que existe un ajuste razonable entre los hidrogramas observado y simulado, tanto en lo referente a su forma como al momento en que tienen lugar las puntas (*Figura 9.23*, *Tabla 9.7*). Con el fin de optimizar los ajustes, durante el proceso de calibración se modificaron automáticamente en HEC-HMS los valores asociados a los parámetros: a) número de curva; b) abstracciones iniciales ó umbral de escorrentía; c) tiempo de concentración; d) coeficiente de almacenamiento; e) k y x de Muskingum (*Tablas 9.8 y 9.9*).

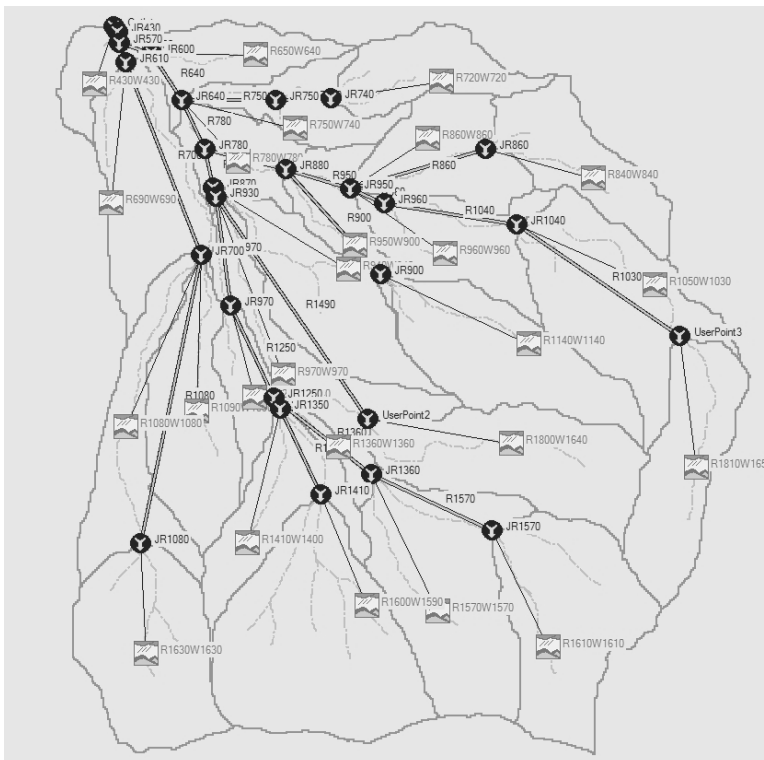


Figura 9.22. Modelo de cuenca realizado en la extensión de ArcView HEC-GeoHMS y posteriormente exportado a la aplicación informática HEC-HMS (Bodoque et al., en prensa).

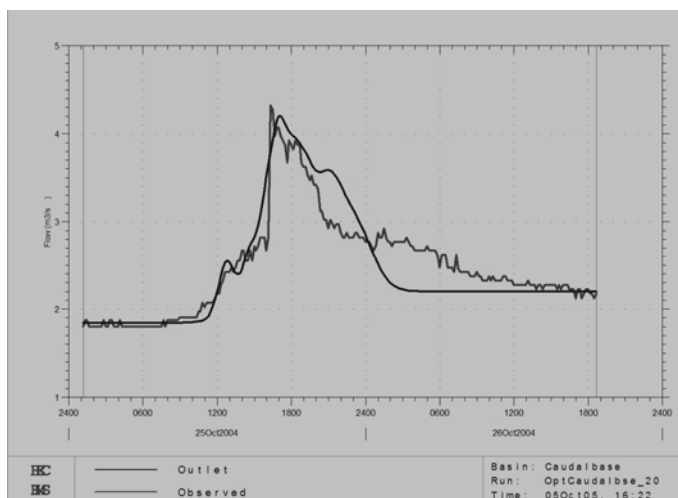


Figura 9.23. Ajuste entre los hidrogramas simulado y observado para el evento de 25 de octubre de 2005 (Bodoque et al., en prensa).

Tabla 9.7. Tabla resumen relativa a la simulación y calibración del evento de 25 de octubre de 2005.

HIDROGRAMA SIMULADO	HIDROGRAMA OBSERVADO	ESTADÍSTICOS DE ERROR
Caudal Punta (m ³ /s)	Caudal Punta (m ³ /s)	Residuos Absolutos Medios (m ³ /s)
4,20	4,32	0,19
Volumen Total (mm)	Volumen Total (mm)	Residuos Totales (mm)
24,20	24,50	-0,30
Volumen Total (hm ³)	Volumen Total (hm ³)	Residuos Totales (hm ³)
0,368	0,372	-0,004
Tiempo de Punta (h)	Tiempo de Punta (h)	
17:10	16:20	

Tabla 9.8. Valores agregados de los parámetros ajustados del modelo (originales y calibrados), para las subcuencas que integran el modelo.

ID subcuenca	Número de curva (1)		Abstracciones iniciales(1) (mm)		Tiempo de concentración (h)		Coeficiente de almacenamiento (h)	
	Original	Calibrado	Original	Calibrado	Original	Calibrado	Original	Calibrado
R1630W1630	78	73,40	14	18,41	0,50	0,400	0,30	0,5100
R1080W1080	75	73,80	17	18,03	0,80	0,710	0,48	0,4610
R430W430	78	73,60	14	18,22	0,44	0,948	0,26	0,5366
R1600W1590	82	77,60	11	15,46	0,55	0,825	0,33	0,5300
R1410W1400	75	70,50	17	21,26	0,59	0,549	0,35	0,5369
R1090W1090	76	75,60	16	16,40	0,67	0,521	0,40	0,3822
R650W640	78	74,10	14	17,76	0,52	0,556	0,31	0,5695
R750W740	78	78,00	14	14,00	0,65	0,506	0,39	0,3510
R720W720	78	73,30	14	18,50	0,54	0,404	0,32	0,3034
R840W840	75	70,40	17	21,36	0,51	0,403	0,31	0,2924
R860W860	78	73,10	14	18,69	0,51	0,402	0,31	0,2924
R960W960	74	69,70	18	22,08	0,53	0,401	0,32	0,3010
R1050W1030	80	75,60	13	16,40	0,71	0,870	0,43	0,9423
R1810W1650	83	78,10	10	14,24	0,70	0,805	0,42	0,8900
R1610W1610	87	82,10	8	11,08	0,57	0,570	0,34	0,7885
R1570W1570	92	87,60	4	7,19	0,64	0,780	0,38	0,5782
R1800W1640	82	78,50	11	13,91	0,75	0,750	0,45	0,9340
R1140W1140	86	81,50	8	11,53	0,67	0,603	0,40	0,6934
R940W940	71	66,30	21	25,82	0,76	0,647	0,46	0,4358
R950W900	73	68,60	19	23,25	0,53	0,401	0,32	0,3009
R780W780	77	72,10	15	19,66	0,51	0,413	0,31	0,2924
R690W690	80	81,00	13	11,92	0,58	0,991	0,35	0,5326
R1240W1240	77	72,50	15	19,27	0,53	0,795	0,32	0,7155
R970W970	73	68,50	19	23,36	0,82	0,705	0,49	0,4842
R1360W1360	80	84,10	13	9,60	0,42	0,628	0,25	0,2520

(1) los valores de los parámetros número de curva y abstracciones iniciales definen condiciones de humedad antecedente de tipo III (SCS, 1972).

Tabla 9.9. Valores originales y calibrados de los parámetros K y X del método de Muskingum en cada uno de los subtramos definidos en el modelo de cuenca.

Tramo de propagación	Método de Muskingum de propagación de hidrogramas					
	Parámetro K (h)		Parámetro X (adimensional)		Número de subtramos	
	Original ^(a)	Calibrado ^(b)	Original ^(a)	Calibrado ^(b)	Original ^(a)	Calibrado ^(b)
JR1080-JR700	0,79	<i>0,786</i>	0,10	<i>0,02</i>	2	<i>5</i>
JR700-JR610	0,40	<i>0,390</i>	0,20	<i>0,05</i>	2	<i>2</i>
JR610-JR570	0,30	<i>0,290</i>	0,25	<i>0,24</i>	5	<i>2</i>
JR570-JR430	0,31	<i>0,546</i>	0,25	<i>0,06</i>	4	<i>3</i>
JR600-JR570	0,31	<i>0,797</i>	0,25	<i>0,06</i>	4	<i>5</i>
JR1410-JR1350	0,78	<i>0,780</i>	0,10	<i>0,02</i>	5	<i>5</i>
JR1350-JR1250	0,17	<i>0,383</i>	0,10	<i>0,02</i>	5	<i>2</i>
JR1250-JR970	0,78	<i>0,780</i>	0,10	<i>0,02</i>	5	<i>5</i>
JR970-JR930	0,78	<i>0,780</i>	0,10	<i>0,02</i>	4	<i>5</i>
JR930-JR870	0,17	<i>0,383</i>	0,20	<i>0,05</i>	5	<i>2</i>
JR870-JR780	0,39	<i>0,390</i>	0,20	<i>0,05</i>	4	<i>2</i>
JR780-JR640	0,40	<i>0,698</i>	0,20	<i>0,05</i>	3	<i>4</i>
JR640-JR600	0,39	<i>0,660</i>	0,20	<i>0,05</i>	3	<i>4</i>
JR1570-JR1360	0,79	<i>0,790</i>	0,10	<i>0,02</i>	4	<i>5</i>
JR1360-JR1250	0,80	<i>0,800</i>	0,10	<i>0,02</i>	4	<i>5</i>
USERPOINT2-JR930	0,79	<i>0,787</i>	0,10	<i>0,02</i>	2	<i>5</i>
JR900-JR880	0,80	<i>0,796</i>	0,10	<i>0,02</i>	4	<i>5</i>
JR880-JR780	0,40	<i>0,438</i>	0,20	<i>0,05</i>	3	<i>3</i>
USERPOINT3-JR1040	0,79	<i>0,790</i>	0,10	<i>0,02</i>	3	<i>5</i>
JR1040-JR960	0,80	<i>0,800</i>	0,10	<i>0,02</i>	4	<i>5</i>
JR960-JR950	0,38	<i>0,570</i>	0,20	<i>0,04</i>	5	<i>3</i>
JR950-JR880	0,39	<i>0,423</i>	0,20	<i>0,20</i>	3	<i>3</i>
JR860-JR950	0,79	<i>0,786</i>	0,10	<i>0,03</i>	4	<i>5</i>
JR740-JR750	0,39	<i>0,383</i>	0,20	<i>0,20</i>	4	<i>2</i>
JR750-JR640	0,80	<i>0,796</i>	0,10	<i>0,10</i>	5	<i>6</i>
JR430-OUTLET	0,20	<i>0,191</i>	0,40	<i>0,10</i>	4	<i>1</i>

9.3.3.2. Estimación de los caudales punta sólido y líquido

La falta de datos estadísticamente significativos sobre la forma característica del hietograma, ha condicionado la elección de uno simétrico simple. Siguiendo el método de las curvas Intensidad-Duración, e introduciendo como valores:

$$P_d = 154 \text{ mm (precipitación umbral desencadenante)} \times K_a = 0,92 \times 1,17 = 160,8 \text{ mm}$$

$$I_1/I_d = 10 \text{ (obtenido del mapa de isovalores de Témez, 1987)}$$

$$D = 28 \text{ horas (duración diaria)}$$

$$D_t = 0,33 \text{ horas (menor que } 0,2 \times T_C)$$

se obtienen los valores de precipitación correspondientes a cada intervalo de un hietograma sintético y supuesto simétrico (*Figura 9.24*), que define un valor de intensidad punta de 118,20 mm/hora.

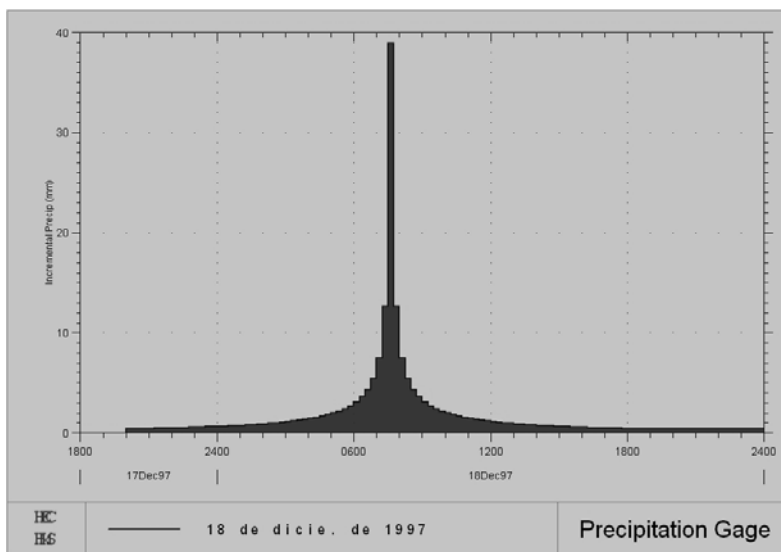


Figura 9.24. Hietograma sintético para el evento de precipitación que desencadenó la avenida instantánea de 18 de diciembre de 1997.

Por otro lado, la *Figura 9.25* representa el hietograma sintético ($D_t = 0,166$ horas) para la precipitación umbral desencadenante obtenida mediante el método hidrogeotécnico. Dicho hietograma, se definió sobre la base de la distribución temporal del evento acontecido entre el 18 y el 20 de octubre de 2004, y de acuerdo con el criterio establecido en la sección 9.2.4.1. La punta del hietograma

resultante determina una intensidad horaria de 94 mm, mientras que la cantidad total de lluvia es de 234 mm.

El modelo de cuenca (*Figura 9.26*) establece una superficie de 4 km², habiendo sido desagregado en tres subcuencas. Los resultados de las dos simulaciones realizadas, aparecen reflejados en las *Figuras 9.27 y 9.28*, así como en la *Tabla 9.10*.

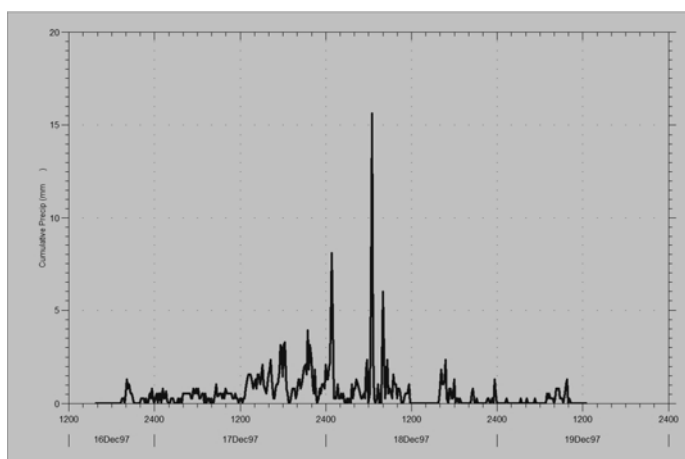


Figura 9.25. Hietograma sintético definido, considerando la precipitación umbral desencadenante obtenida mediante aplicación del modelo hidrogeotécnico y el hietograma del evento de lluvia acontecido entre el 18 y el 20 de octubre de 2004 .

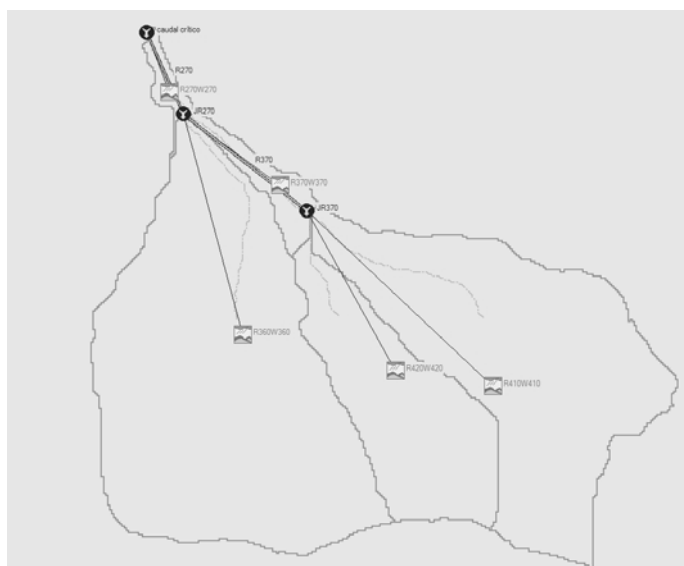


Figura 9.26. Modelo de cuenca definido mediante HEC-GeoHMS y cuyo desagüe coincide con las secciones donde se verificó la existencia de flujo crítico .

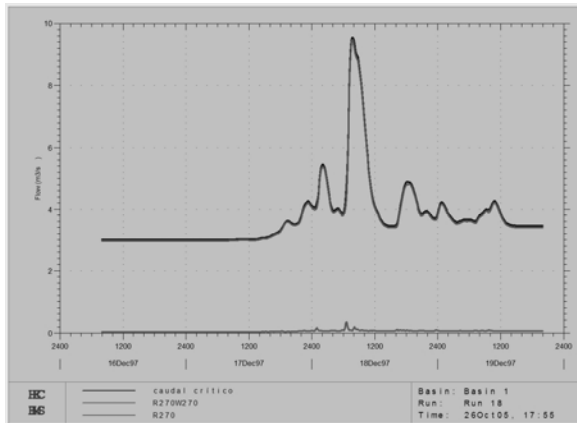


Figura 9.27. Hidrograma simulado para el evento ocurrido el 18 de diciembre de 1997. Como entrada al modelo se ha utilizado el hietograma utilizado como patrón de distribución temporal de eventos extremos.

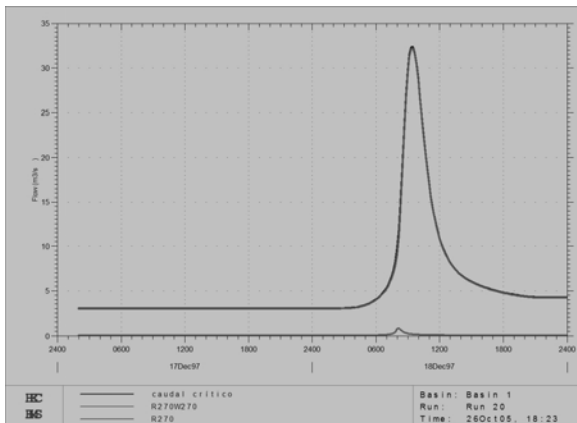


Figura 9.28. Hidrograma simulado para el evento ocurrido el 18 de diciembre de 1997. Como entrada al modelo, se ha utilizado el hietograma sintético definido a partir del método de las curvas Intensidad-Duración.

Tabla 9.10. Estimación de los caudales punta sólido y líquido resultado de la ocurrencia del evento de 18 de diciembre de 1997.

HIDROGRAMA SIMULADO ⁽¹⁾	CAUDAL SÓLIDO ⁽³⁾ (m³/s)	HIDROGRAMA SIMULADO ⁽²⁾	CAUDAL SÓLIDO ⁽³⁾ (m³/s)
Caudal punta líquido (m³/s) 9,54	663,46	Caudal punta líquido (m³/s) 32,35	640,65
Volumen total líquido (mm) 283,10		Volumen total líquido (mm) 223,7	
Volumen total líquido (hm³) 4,39		Volumen total líquido (hm³) 3,46	

⁽¹⁾ Hidrograma simulado obtenido a partir de la utilización como entrada al modelo del hietograma patrón.

⁽²⁾ Hidrograma simulado obtenido a partir de la utilización como entrada al modelo del hietograma definido mediante el método de las curvas Intensidad-Duración.

⁽³⁾ Caudal sólido en la punta del caudal total. Se ha estimado por simple resta del valor de caudal punta medio obtenido mediante el método hidráulico del calado crítico y los caudales punta de 'aguas claras' determinados mediante la implementación de sendos modelos hidrológicos en HEC-HMS.

**10. ANÁLISIS DE LA EVOLUCIÓN EN EL
GRADO DE CALIDAD EDÁFICA Y SU
RELACIÓN CON LOS PROCESOS
HIDROLÓGICOS**

10. ANÁLISIS DE LA EVOLUCIÓN EN EL GRADO DE CALIDAD EDÁFICA Y SU RELACIÓN CON LOS PROCESOS HIDROLÓGICOS

10.1. INTRODUCCIÓN

10.1.1. *Antecedentes de la restauración de la cantera 'la Revilla'*

Los trabajos de restauración de la cantera 'La Revilla', una mina abandonada de arenas silíceas ubicada en la provincia de Segovia, fueron proyectados a lo largo del año 1994, y ejecutados durante los meses de enero y febrero de 1995. El enfoque de este proyecto de restauración fue esencialmente geomorfológico, basado en el estudio de las formas y procesos geomorfológicos a nivel regional.

La explotación de esta mina se llevó a cabo durante las décadas de 1960 y 1970, periodo en el que la legislación española era muy poco exigente en materia ambiental con el sector de la minería. De esta manera, la superficie afectada por la antigua explotación presentaba al término de la actividad extractiva un estado de degradación ambiental muy acusado (*Fotografía 10.1*). En esta situación, la restauración ecológica natural no era viable sin una intervención importante. De hecho, con anterioridad a la acción restauradora se estaba produciendo una degradación progresiva del entorno. Sobre todo por erosión hídrica en la mina y sedimentación de materiales finos ladera abajo y en la red de drenaje próxima.

Fotografía 10.1. *Aspecto de la mina La Revilla una vez finalizada su explotación. La disposición caótica de huecos y escombreras, y el nivel acusado de degradación ambiental (incidencia severa de erosión hídrica y alteración paisajística, entre otros), son evidentes.*



Debido a la dispersión y disposición caótica de huecos y estériles, derivadas de métodos de explotación que no tuvieron en cuenta una futura recuperación de dicho espacio, el proyecto de restauración exigía una nueva reconstrucción topográfica y una importante clasificación y movimiento de tierras. El diseño del nuevo relieve y de la estructura de las capas más superficiales del terreno, incluido el suelo, se consideraron esenciales, y se inspiraron en un estudio detallado de la topografía, los suelos y los procesos geomorfológicos e hidrológicos locales, circundantes a la mina. Esta información aparece descrita en detalle en Martín Duque *et al.* (1998).

En esencia, se partía de la siguiente hipótesis: si se realizaba un diseño de restauración adaptado a las condiciones y procesos locales, y se realizaba una revegetación protectora inicial, se podrían sentar las bases para que la restauración ecológica se iniciara y se produjera, en gran medida, de manera natural y progresiva, sin mantenimiento alguno. Se trataba, en suma, de ‘dirigir’ una restauración natural, tratando de: a) recuperar los procesos geomorfológicos, hidrológicos y edáficos locales; b) reiniciar una colonización y sucesión vegetal y ecológica auto-sostenible, tendente a estar dominada por la mayor parte posible de elementos naturales (Walker & del Moral, 2003). Esta filosofía de actuación se apoya en la presunción de la existencia de unas propiedades de auto-organización de los ecosistemas naturales o semi-naturales, los cuales deberían actuar una vez que las prácticas de restauración han sido iniciadas (Allen, 2003).

10.1.1.1 El punto de partida. Síntesis de la ejecución del proyecto de restauración ecológica

Las líneas maestras de la reconstrucción del relieve de la antigua mina incluían (*Figura 10.1*):

- 1) Dejar que el acantilado formado como resultado del antiguo frente de explotación evolucionara de manera natural. Para retener el material que se fuera cayendo del mismo, se construyó un surco al pie del antiguo frente. De esta manera, el material caído iría mimetizando las laderas naturales del entorno.
- 2) La reconstrucción topográfica de la plaza de la cantera imitaba la morfología de la base de las laderas circundantes (tipo ‘glacis’). Para ello,

únicamente se hizo uso de los estériles existentes en la mina. De esta manera se minimizaba la incidencia ambiental y el coste económico de la restauración. El proceso de diseño y obtención del perfil final, y de la optimización de los estériles para su reconstrucción, se describen en detalle en Martín Duque *et al.* (1998).

Además de la reconstrucción topográfica, los materiales de relleno se dispusieron adoptando una estructura interna similar a la del sustrato de las laderas no afectadas por la mina (*Fotografía 10.2*). Es decir, los estériles de naturaleza arenosa y arcillosa, sin capacidad edáfica, se dispusieron como sustrato, y como capa más superficial, soporte para la formación y desarrollo del suelo, se utilizó un recubrimiento de coluviones carbonáticos (formación superficial procedente de la disgregación y descomposición de rocas carbonáticas). Se estimó que este material reunía unas condiciones óptimas como punto de partida para la formación de suelo, dado que: a) formó el sustrato original de los suelos de la ladera sobre la que se instaló la actividad minera; b) constituye el tipo de sustrato sobre el que se desarrollan los suelos de las mismas posiciones fisiográficas del entorno de la cantera; c) su textura 'franca' era ideal para el desarrollo edáfico.

Este material (coluvión carbonático) se encontraba mezclado con los estériles (arenosos y arcillosos) de la explotación minera abandonada, ya que fueron retirados en su día para explotar las arenas. Por este motivo, a la hora de ejecutar la restauración dichos materiales tuvieron que ser separados, almacenados y acopiados. Con posterioridad se procedió a escarificar toda la superficie, compactada por el paso de maquinaria pesada. Los coluviones se extendieron sobre la topografía reconstruida con materiales areno-arcillosos en un espesor aproximado de 30 cm en la base, y 10 cm en la parte superior de la ladera reconstruida. Con ello, se pretendía imitar la variación natural de espesor del suelo de zonas próximas similares. Una vez extendido el material coluvionar sobre el nuevo relieve reconstruido con arenas y arcillas, se escarificó de nuevo toda la superficie.

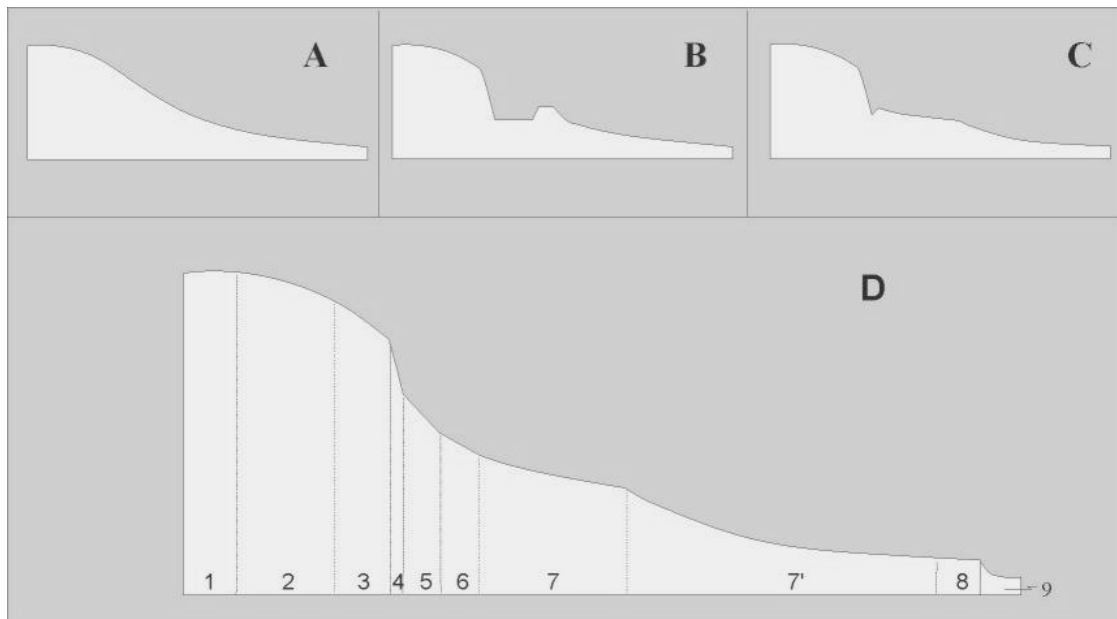


Figura 10.1. A) Topografía inicial de la ladera sobre la que se ubicó la cantera La Revilla; B) Topografía 'tipo', posterior a la explotación; C) Reconstrucción topográfica realizada en la restauración; D) Hipótesis de evolución geomorfológica (los números indican unidades morfológicas, con distintos procesos geomorfológicos activos) (Martín Duque et al., 1998).

Sobre ese sustrato edáfico escarificado, se sembró una mezcla de gramíneas y leguminosas, compuesta por: 30 % *Onobrichis sativa*; 30 % *Medicago sativa*; 15 % *Agropyrum desertorum*; 10 % *Lolium multiflorum*; 10 % *Lolium rigidum*; 5 % *Vicia villosa*, en una proporción de 330 kg/ha. Para los métodos de sembrado y tapado, se utilizaron sistemas tradicionales y recursos locales (Fotografía 10.3).

A pesar de la naturaleza exótica de las especies utilizadas, el objetivo final fue siempre la restauración de unas comunidades vegetales naturales o históricas, compuestas por especies nativas. El porqué de la implantación de esta mezcla de semillas 'no nativas' hay que buscarlo, fundamentalmente, en la imposibilidad de encontrar semillas de las especies nativas de este entorno en el mercado. En todo caso, se tuvo especial cuidado en que las especies de la mezcla elegida no fueran invasoras del entorno de la mina; al contrario, el objetivo era que con el tiempo se produjera una sustitución de las mismas por las nativas del entorno. Otros criterios utilizados en la selección de esta mezcla fueron: 1) la rápida creación de una cubierta vegetal herbácea, capaz de impedir los procesos de erosión desde muy temprano (ya que partíamos de un suelo completamente desnudo), y de iniciar y favorecer los procesos de colonización y sucesión vegetal; 2) su adaptación a las condiciones climáticas locales; 3) que posibilitaran una fertilización natural del

espacio restaurado a largo plazo (presencia de leguminosas); 4) la generación de abundantes restos orgánicos que, al humificarse, aportarán materia orgánica al suelo e iniciaran el desarrollo del suelo.



Fotografía 10.2. Ejecución de las obras de restauración. Extendido de coluvión carbonático (estériles con propiedades edáficas) sobre una superficie tipo “glacis” reconstruida con materiales arenosos y arcillosos (estériles sin propiedades edáficas). Nótese al fondo el antiguo frente de explotación, al pie del cual se diseñó un surco para retener los materiales caídos, de manera natural, desde el mismo.

Para paliar inicialmente el problema de la gran deficiencia de nutrientes, se llevó a cabo una fertilización de la superficie sembrada (sólo el primer año, 1995) con un abono complejo NPK en una proporción 12/36/12 y en una dosis de 600 kg/ha. En este caso el objetivo era realizar un aporte inicial de nutrientes, prácticamente inexistentes en el coluvión carbónico utilizado como material de partida.



Fotografía 10.3. Tapado de las semillas utilizando sistemas tradicionales y recursos locales.

10.1.2. Objetivos

En este capítulo se describe la evolución sufrida por la superficie restaurada en el espacio de tiempo de 1995 a 2005, sobre la base del análisis de procesos activos asociados a la hidrología superficial y subsuperficial. Para tal fin, se han utilizado e interpretado distintos geoindicadores de evaluación de la calidad edáfica. Partiendo de esa situación inicial recién descrita, o 'punto de partida' (*Figura 10.2 A y B, Fotografía 10.4*), este capítulo describe e interpreta ahora los resultados procedentes de la monitorización, durante diez años (primavera de 1995 – otoño de 2005), de los procesos hidrológicos de la superficie restaurada. Los objetivos de este análisis buscan la comprensión de los procesos geomorfológicos activos relacionados con la hidrología de superficie en un escenario en el que se ha ejecutado un proyecto de restauración ecológica, que ha implicado una reconstrucción topográfica y edáfica.

Dentro de este contexto, se ha tratado de establecer la evolución temporal de distintas propiedades físico-químicas del suelo, que actúan como geoindicadores de su calidad. Como ejemplos se pueden dar: el porcentaje de materia orgánica; la relación C/N; el pH; el grado de saturación del complejo adsorbente. Igualmente, se ha pretendido evaluar en qué medida la recuperación la dinámica hidrológica de la ladera ha sido efectiva. Para lograr tal fin, hay que buscar gradientes en la dirección de máxima pendiente de la ladera, los cuales quedan definidos por la variación en la proporción existente en el suelo de distintos elementos o compuestos. Los mismos, deben presentar una alta susceptibilidad de ser movilizados por la acción de la escorrentía superficial y/o subsuperficial. Entre éstos cabe destacar a: la materia orgánica; el nitrógeno (N); el fósforo asimilable (P_2O_5); y potasio (K).

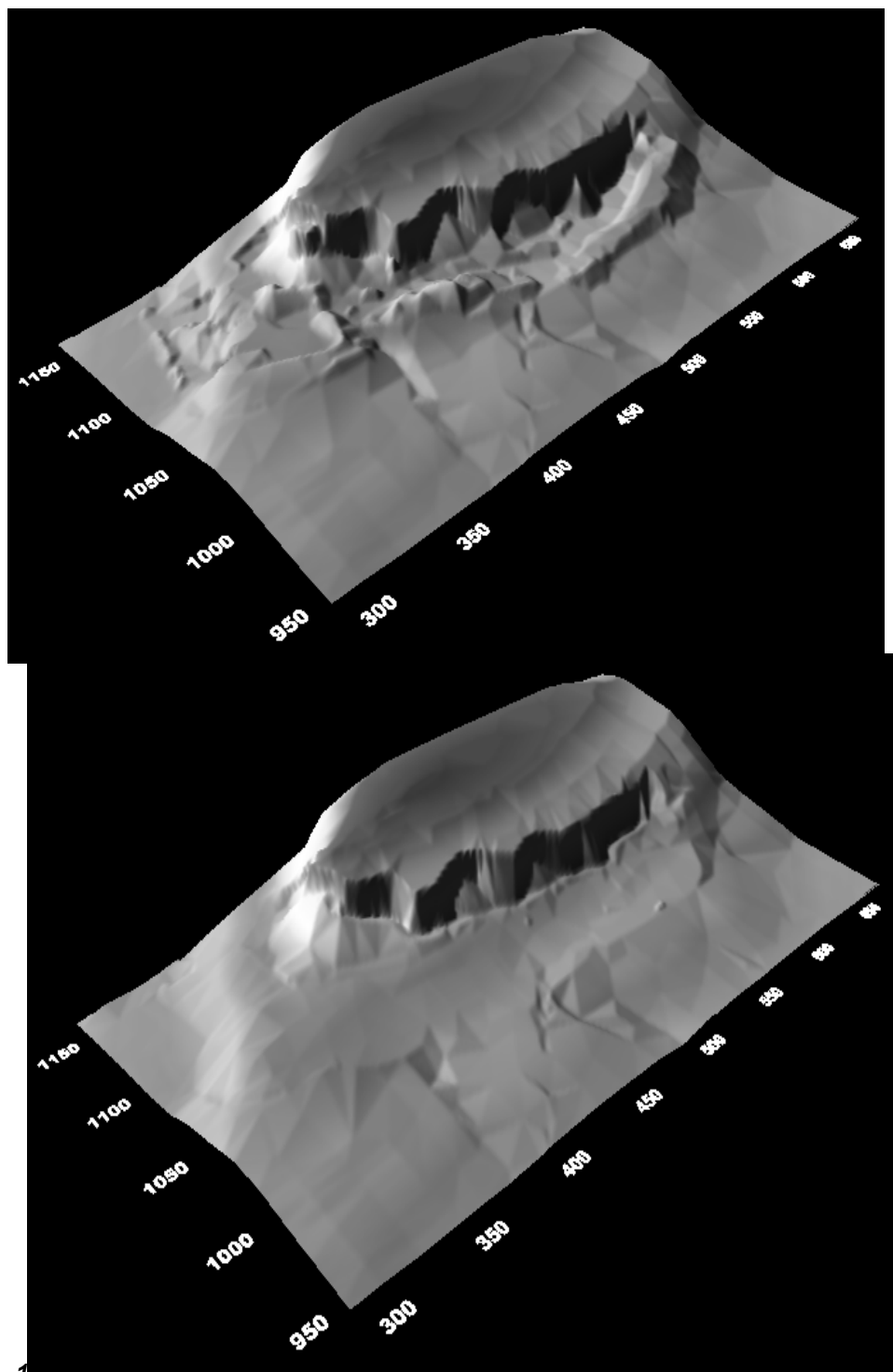
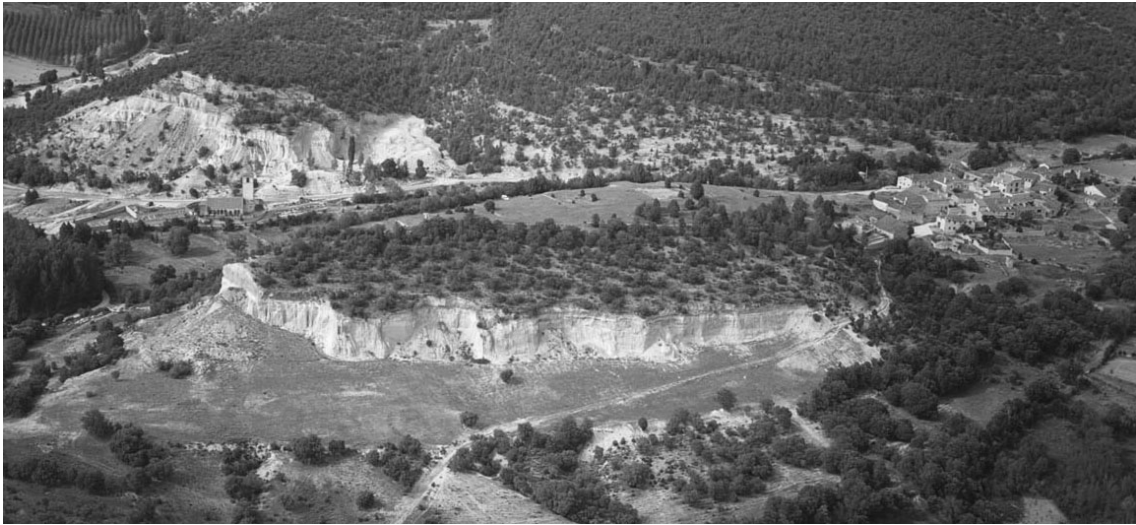


Figura 10.2. A) Modelo 3D de la superficie afectada por la explotación minera; B) Reconstrucción topográfica llevada a cabo en la restauración, la cual constituye el punto de partida para establecer la evolución de este espacio a partir de monitorización.



Fotografía 10.4. Vista aérea de la cantera rehabilitada en el año 1995.

10.2. METODOLOGÍA

La monitorización aplicada a los sistemas naturales es el proceso por el que se obtiene información específica, a lo largo del tiempo, para evaluar condiciones y cambios (o tendencias) en el estado de un determinado recurso, y predecir o detectar cambios humanos o inducidos por el hombre en las condiciones de ese recurso (*National Park Service*, 1992). Para llevar a cabo en la cantera ‘La Revilla’ la monitorización antedicha, se han utilizado geoindicadores cuya finalidad es evaluar, durante un intervalo temporal significativamente largo, la calidad edáfica del suelo.

En este capítulo se describen dos tipos de monitorización: 1) monitorización de procesos geomorfológicos activos relacionados con la dinámica hidrológica; 2) monitorización edáfica.

10.2.1. Monitorización de procesos geomorfológicos activos

La existencia o ausencia de procesos de erosión del suelo en las superficies semilladas (superficie reconstruida), ha sido controlada desde un punto de vista cualitativo y cuantitativo: a) mediante el estudio en campo de microformas que denotan la existencia o ausencia de procesos activos de erosión hídrica (*sheet erosion*, *rill erosion*), y de sedimentación (*sand flats*, *sand sheets*); b) mediante el uso de agujas de erosión (Schumm, 1962; Haigh, 1977; Scoging, 1982; Clotet &

Gallart, 1986; Benito, 1989; Benito *et al.*, 1991 y 1992), instaladas en dos parcelas experimentales.

En el caso que nos ocupa, se utilizaron ‘electrodos’ de soldar como agujas para evitar problemas de oxidación y degradación. Con ellas, se construyeron dos mallas de 9 agujas, en dos parcelas: una vallada, protegida del pastoreo, y otra sin proteger, zona pastoreada, con el objetivo de estudiar la influencia del pastoreo en los procesos de erosión – sedimentación (*Figura 10.3*). Las parcelas se construyeron en el año 2004, y por tanto sólo existe año y medio de datos.

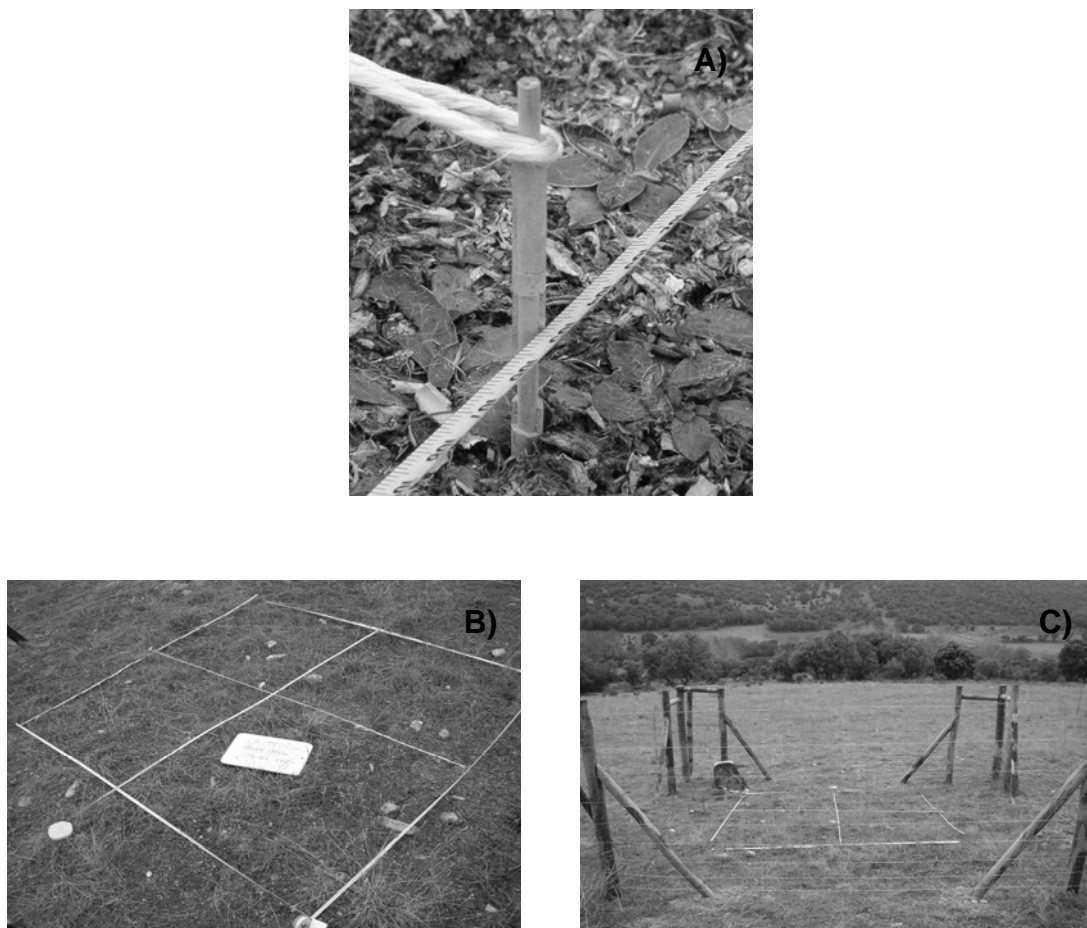


Figura 10.3. A) Detalle de una de las agujas de erosión utilizadas; B) construcción de la parcela experimental con agujas de erosión en la zona pastoreada; C) parcela experimental con agujas de erosión en zona protegida del pastoreo.

10.2.2. Monitorización edáfica

10.2.2.1 Geoindicadores de calidad edáfica considerados

La calidad del suelo existente en la cantera restaurada de 'La Revilla', se ha estimado sobre la base de la consideración de los geoindicadores químicos que siguen: 1) contenido en materia orgánica expresado en tanto por ciento; 2) relación carbono – nitrógeno (C/N); 3) pH; 4) contenido en bases de cambio. Los análisis de estos parámetros han sido determinados de acuerdo con los métodos oficiales de análisis propuestos por el Ministerio de Agricultura (*Tabla 10.1.*).

Tabla 10.1. Métodos de análisis para la obtención de las medidas de los geoindicadores de calidad edáfica (MAPA, 1983).

Indicador	Método
Materia orgánica	Volumetría (oxidación-reducción)
Nitrógeno orgánico	Kjeldahl
Nitratos (NO ₃)	Extracción con agua
Fósforo asimilable (P ₂ O ₅)	Buriel-Hernando
Ph	Base volumétrica en base saturada
Cationes asimilables (K, Ca, Na, Mg)	Extracción con acetato amónico a pH 7. Medida: Fotometría de llama y absorción atómica

A continuación, se expone brevemente la información extraíble de cada uno de los geoindicadores considerados, en relación con la calidad edáfica de un suelo:

1) Porcentaje de materia orgánica

El porcentaje de materia orgánica presente en un suelo, determina en buena medida su grado de calidad edáfica. De hecho, ayuda a formar los complejos arcillo-húmicos del suelo. Igualmente, mejora la capacidad de infiltración del agua en suelos arcillosos, mientras que en los suelos arenosos aumenta la capacidad de retención. Por otro lado, cuanto mayor es el porcentaje de materia orgánica presente en un suelo mayor es la estabilidad de los agregados, estabilidad que también se incrementa a medida que lo hace el contenido en arcilla (*Tabla 10.2*). La estabilidad de los agregados es una propiedad importante en suelos, que se encuentran en una fase inicial de desarrollo, dado que define una aproximación a la vulnerabilidad que presenta el suelo frente a las fuerzas externas

destructivas, básicamente asociadas al impacto de las gotas de lluvia (Hillel, 1980).

2) Relación C/N

La relación carbono-nitrógeno determina el grado de mineralización de la materia orgánica existente en el suelo, así como el tipo de humus presente en éste. Cuanto menor sea el valor de la relación, mayor será el grado de mineralización de la materia orgánica y, por tanto, la calidad edáfica será superior.

Tabla 10.2. Porcentaje de agregados estables al agua determinados de acuerdo con el contenido en arcilla y materia orgánica de un suelo (Shaimberg & Kemper, 1967).

Materia orgánica (%)	Agregados estables al agua – AEA- (%)	Arcila (%)	Agregados estables al agua – AEA- (%)
0,4	53	5	60
0,8	66	10	65
1,2	70	20	70
2,0	75	30	74
4,0	77	40	78
8,0	81	60	82
12,0	85	80	86

3) pH

La contribución del pH al grado de calidad que presenta un suelo, viene dada por su influencia en los procesos de humificación y mineralización de la materia orgánica. Además, puede inducir toxicidades, al hacer asimilables sustancias perjudiciales para las plantas. Igualmente, interviene en los procesos de difusión y floculación del complejo adsorbente. Los factores ambientales que controlan el pH de un suelo son la temperatura y la precipitación, dado que controlan la intensidad del lixiviado, así como el nivel de meteorización de los minerales del suelo.

4) Capacidad de cambio

Determina la saturación del complejo adsorbente. De hecho, este factor es directamente proporcional al sumatorio de las bases de cambio: Ca; K; Na; Mg. El contenido medio de nutrientes en el perfil del suelo, se puede expresar en función del % de saturación del complejo adsorbente. Así, cuanto más saturadas estén las partículas coloidales, mayor cantidad de nutrientes, mayor fertilidad y, por tanto, mayor calidad edáfica.

10.2.2.2. Diseño del muestreo

La calidad edáfica inicial de la cantera, año 1995, se definió sobre la base de los valores medios de distintos geoindicadores de calidad edáfica, que fueron obtenidos a partir de muestras tomadas en el coluvión carbonático. Aunque inicialmente este material apenas si contaba con materia orgánica o nutrientes, sin embargo, presentaba una textura adecuada (franca) para el inicio de procesos edafogenéticos.

La variación y evolución sufrida por ese sustrato edáfico desde 1995 hasta la fecha, se interpreta a partir de los resultados del mismo tipo de análisis de suelos, realizados en 1998, 2002 y 2005. Al objeto de verificar la existencia o ausencia de variación en las propiedades edáficas según su posición dentro de la ladera, los puntos de muestreo se ubicaron siguiendo tres perfiles longitudinales en el sentido de la máxima pendiente de la superficie rehabilitada (*Figura 10.4*). Estos puntos se mantuvieron constantes para los distintos muestreos.

Para su análisis en laboratorio, las muestras se tomaron en los primeros cinco cm del suelo, una vez eliminada la cubierta vegetal y los restos orgánicos de superficie. Se consideró que la variación en las propiedades edáficas iba a tener lugar de manera más evidente en ese nivel más superficial, dado el escaso número de años transcurridos desde que la restauración tuvo lugar.

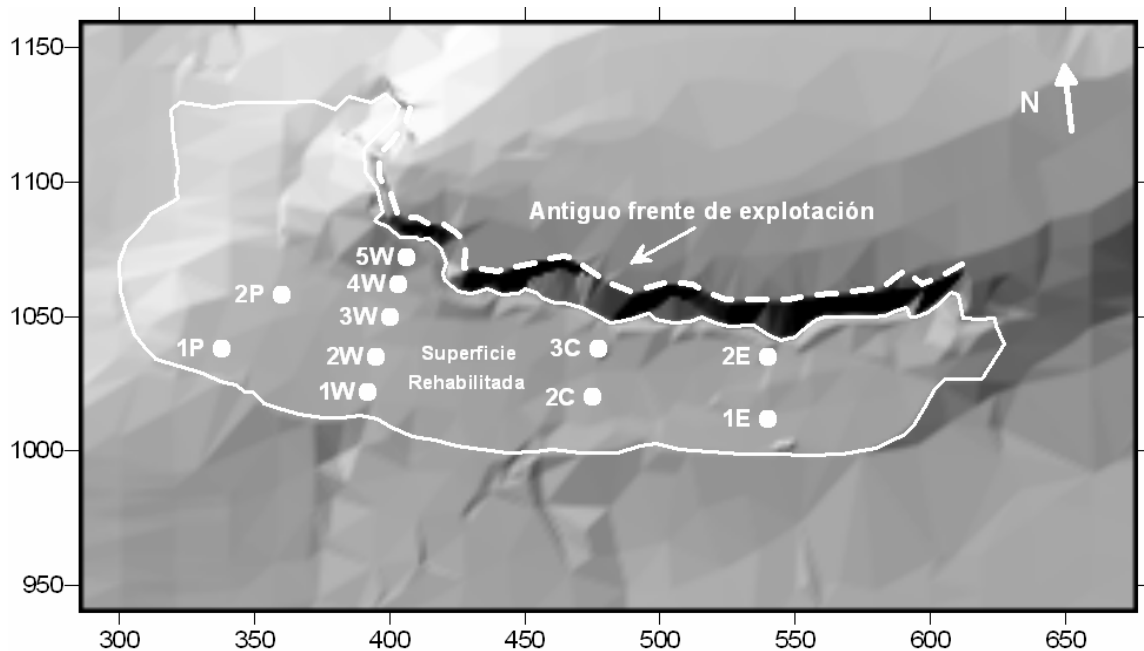


Figura 10.4. Localización de los puntos de muestreo de suelos dentro de la superficie rehabilitada.

10.2.2.3. Tratamiento de los datos

La *Tabla 10.3* muestra los resultados de los análisis de 1998, 2002 y 2005 para una serie de parámetros considerados geoindicadores de calidad edáfica, ya que aportan información sobre la variación de determinadas propiedades del suelo (Larson & Pierce, 1994; Doran *et al.*, 1996; Seybold *et al.*, 1997).

El tratamiento de los datos, se llevó a cabo siguiendo dos enfoques. En el primero, de carácter descriptivo, se comparó la proporción de nitrógeno (N), materia orgánica, potasio y fósforo asimilable (P_2O_5) existente en la parte baja del glacis con la presente en su zona alta, con objeto de comprobar la eficiencia de los procesos activos, especialmente la escorrentía superficial y subsuperficial (*Figura 10.4*). Por otro lado, se llevó a cabo una comparación múltiple de muestras, consistente en la realización de análisis de la varianza (ADEVA), mediante la aplicación del test de Fisher. Como paso previo a la implementación del análisis antedicho, se comprobó el ajuste a una distribución normal de cada una de las poblaciones muestrales consideradas. A este respecto, se llevó a cabo una transformación logarítmica de los conjuntos de datos que no cumplían con el citado ajuste. Mediante el análisis ADEVA, se determinó si existía diferencia estadísticamente significativa entre los tres grupos de medidas, definidos para los

tres años de muestreo: 1998; 2002; 2005, que, por otro lado, caracterizan cada uno de los geindicadores de calidad edáfica considerados. El análisis se completó con el desarrollo de un test de múltiples rangos para aquellos geindicadores en los que se constató, una vez realizado el análisis ADEVA, la existencia de diferencias estadísticamente significativas en las medias de los tres grupos de medidas. Esta evaluación tiene por objeto especificar, sobre la base de los resultados obtenidos al desarrollar el método de las mínimas diferencias significativas de Fisher, qué grupos presentan medias significativamente diferentes. En definitiva, se trataba de aproximar en qué momento del periodo de monitorización edáfica, 1995-2005, se maximiza la recuperación de la calidad edáfica, de acuerdo con cada uno de los geindicadores considerados.

Tabla 10.3. Medidas de los geindicadores de calidad edáfica considerados para los años 1998, 2002 y 2005.

Muestra	M.O (1998) %	M.O (2002) %	M.O (2005) %	C/N (1998)	C/N (2002)	C/N (2005)
LR1W	1,30	1,18	1,97	10,70	13,33	14,25
LR2W	0,83	1,12	1,85	11,43	13,83	17,26
LR3W	0,74	0,99	1,60	13,43	15,40	11,92
LR4W	0,59	2,3	1,71	8,29	11,75	11,79
LR2C	0,41	0,99	2,04	7,74	7,22	12,00
LR3C	0,59	0,87	0,86	14,16	8,47	13,87
LR1E	1,16	1,55	1,14	17,63	14,06	12,95
LR2E	0,47	2,05	1,80	10,00	15,26	13,24

Tabla 10.3. (Continuación). Medidas de los geindicadores de calidad edáfica considerados para los años 1998, 2002 y 2005.

Muestra	NO ₃ ⁻ mg/100g (1998)	NO ₃ ⁻ mg/100g (2002)	NO ₃ ⁻ mg/100g (2005)	pH (1998)	pH (2002)	Ph (2005)
LR1W	4,50	1,15	12,00	7,74	7,87	7,94
LR2W	3,50	2,90	7,00	7,81	7,87	7,99
LR3W	3,00	0,80	12,00	7,94	7,88	8,00
LR4W	1,40	2,60	15,00	7,97	7,84	7,98
LR2C	0,70	1,55	10,00	7,99	7,85	7,70
LR3C	1,70	2,10	5,00	7,82	7,73	7,84
LR1E	3,30	1,10	8,00	7,78	7,79	7,86
LR2E	0,50	0,50	2,00	7,96	7,83	7,86

Tabla 10.3. (Continuación). Medidas de los geoindicadores de calidad edáfica considerados para los años 1998, 2002 y 2005.

Muestra	P ₂ O ₅ mg/100g (1998)	P ₂ O ₅ mg/100g (2002)	P ₂ O ₅ mg/100g (2005)	Contenido en bases de cambio		
				Ca mg/100g (1998)	Ca mg/100g (2002)	Ca mg/100g (2005)
LR1W	15,00	39,00	32,0	784,00	475,00	410,00
LR2W	20,00	10,00	19,0	964,00	480,00	385,00
LR3W	7,50	13,00	16,0	929,00	500,00	420,00
LR4W	7,50	19,00	17,5	828,00	500,00	410,00
LR2C	6,50	4,00	8,0	812,00	365,00	327,00
LR3C	12,00	3,00	17,5	700,00	320,00	320,00
LR1E	28,50	55,00	64,0	792,00	510,00	430,00
LR2E	10,50	12,00	15,0	947,00	490,00	380,00

Muestra	Contenido en bases de cambio					
	K mg/100 (1998)	K mg/100 (2002)	K mg/100 (2005)	Na mg/100 (1998)	Na mg/100 (2002)	Na mg/100 (2005)
LR1W	1,50	10,50	23,00	0,50	2,00	3,00
LR2W	3,50	15,00	27,00	0,50	3,50	3,50
LR3W	1,10	15,50	20,00	0,50	2,50	3,00
LR4W	0,90	16,50	24,00	0,50	4,00	3,00
LR2C	0,50	6,00	15,00	0,50	3,00	3,00
LR3C	0,50	3,50	9,00	0,50	2,50	3,50
LR1E	0,50	20,00	29,00	0,50	2,00	3,00
LR2E	0,50	15,00	17,00	0,50	2,00	3,00

Muestra	Contenido en bases de cambio		
	Mg mg/100g (1998)	Mg mg/100g (2002)	Mg mg/100g (2005)
LR1W	19,50	25,00	20,10
LR2W	26,10	48,00	37,00
LR3W	29,70	41,00	32,00
LR4W	23,50	39,00	30,10
LR2C	23,00	22,00	22,30
LR3C	18,00	14,00	14,80
LR1E	15,00	26,00	23,40
LR2E	33,50	42,00	22,20

10.3. RESULTADOS

10.3.1. Monitorización de procesos geomorfológicos activos

Respecto a la actividad erosiva en la superficie, las observaciones de campo muestran que los procesos de erosión hídrica del suelo son inexistentes o muy minoritarios en la práctica totalidad de la superficie rehabilitada, y en general los procesos de formación de suelo predominan claramente sobre los de erosión. Observaciones adicionales de campo muestran que, a partir de la cubierta vegetal existente, se está produciendo una importante acumulación de residuos orgánicos sobre la superficie rehabilitada. Las variaciones microtopográficas registradas por las agujas aparecen recogidas en la *Figura 10.5*.

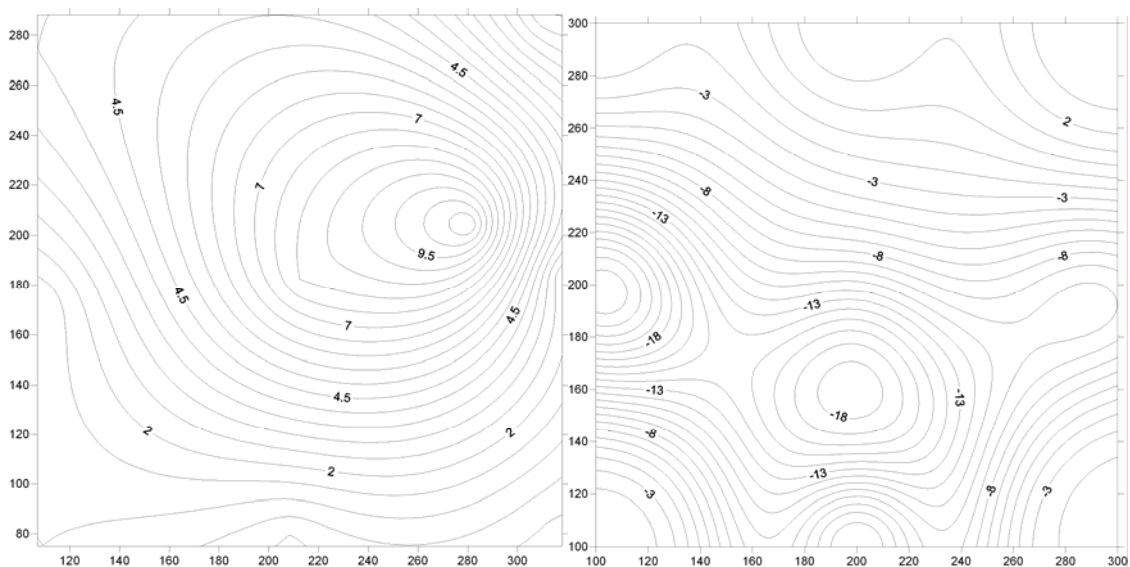


Figura 10.5. *Isolíneas de variación superficial (en milímetros), para el periodo 2004-2005, obtenidas a partir de agujas de erosión en dos parcelas situadas dentro de la superficie rehabilitada. (Izquierda), parcela vallada, con valores de rebajamiento; (derecha), parcela sin vallar, con variaciones topográficas de acreción.*

10.3.2. Monitorización edáfica

La *Tabla 10.4* muestra una primera comparación, entre valores medios para algunas de las propiedades, que varían de modo más rápido en suelos jóvenes: pH, nitrógeno (N), y materia orgánica. La inclusión de la primera fila de la *Tabla 10.4*, rellena por interrogantes, tiene por objeto poner de manifiesto la dificultad

existente para establecer unos parámetros o geoindicadores de referencia, que pudieran servir como objetivo, o 'punto de llegada', en el proceso de restauración ecológica. La segunda fila muestra valores medios para suelos de laderas contiguas a la explotación minera, los cuales constituyen una buena aproximación para conocer las características de los suelos que existieron en el lugar ocupado por la mina con anterioridad a la apertura de ésta. Estos suelos se caracterizan por estar profundamente modificados por actividades humanas, fundamentalmente deforestación, cultivos y sobrepastoreo. En la tercera fila aparecen las propiedades de los materiales utilizados como sustrato edáfico en la restauración. Éstos mostraban unos contenidos en nitrógeno deficientes, que reflejan la falta general de materia orgánica. Finalmente, los valores para 1998 y 2002 muestran un aumento progresivo y evidente en los contenidos medios en nitrógeno, carbono y materia orgánica, bastante significativo en este último caso (de 0,31 % en 1995 a 1,41 % en 2002).

Tabla 10.4. Comparación entre valores medios de algunos geoindicadores edáficos, para distintas situaciones espaciales y temporales relacionadas con la mina rehabilitada.

	pH	M.O. (%)	Nitrógeno (%)	Carbono (%)
<i>Suelos de los ecosistemas del entorno de la cantera en una situación 'natural' o 'histórica'</i>	?	?	?	?
<i>Suelos contiguos a la cantera, equivalentes a los eliminados por la actividad minera (análisis de 1995)</i>	7,7	3,82	0,15	2,21
<i>Estériles de coluvión carbonático utilizados en la rehabilitación. Material de partida para la formación de</i>	7,9	0,31	0,012	0,18
<i>suelo en la superficie restaurada (análisis de 1995)</i>				
<i>Suelos de la superficie rehabilitada (análisis de 1998)</i>	7,8	0,76	0,038	0,44
<i>Suelos de la superficie rehabilitada (análisis de 2002)</i>	7,82	1,41	0,063	0,82

En relación con la recuperación de la dinámica hidrológica de la ladera, de la comparación de las magnitudes con la que se presentan en la parte baja de la ladera cada uno de los geoindicadores de calidad edáfica considerados, respecto de las presentes en su zona alta, se obtiene que únicamente el fósforo asimilable presenta variación positiva a favor de la pendiente del glacis, definiendo un gradiente (Tabla 10.5, Figura 10.6).

Tabla 10.5. Comparación de valores medios de algunos geoindicadores edáficos entre la zona superior y la zona inferior de la ladera rehabilitada (ver Figura 10.4 para situación de las muestras). m.o.= porcentaje de materia orgánica; BC= contenido en bases de cambio.

Muestra	Localización		m.o. (medio)	m.o. (medio)	m.o. (medio)	BC (medio)
	cabecera		%	%	%	mg/100g
	X-UTM	Y-UTM	(1998)	(2002)	(2005)	(1998)
LR4W	435646	4556658				
LR3W	435641	4556653				
LR2W	435640	4556640	0,64	1,50	1,98	901,56
LR3C	435712	4556634				
LR2E	435777	4556635				
Muestra	Localización pie		m.o. (medio)	m.o. (medio)	m.o. (medio)	BC (medio)
	X-UTM		%	%	%	mg/100g
	X-UTM	Y-UTM	(1998)	(2002)	(2005)	(1998)
LR1W	435635	4556625				
LR2C	435712	4556621	0,96	1,24	2,48	814,17
LR1E	435777	4556614				
			∇ m.o. = + 50,00 %	∇ m.o. = - 17,33 %	∇ m.o. = + 25,25 %	∇ BC = - 9,69 %

Muestra	Localización		BC (medio)	BC (medio)	C/N (medio)	C/N (medio)
	cabecera		mg/100g	mg/100g	(1998)	(2002)
	X-UTM	Y-UTM	(2002)	(2005)		
LR4W	435646	4556658				
LR3W	435641	4556653				
LR2W	435640	4556640	510,80	432,80	11,47	12,94
LR3C	435712	4556634				
LR2E	435777	4556635				
Muestra	Localización pie		BC (medio)	BC (medio)	C/N (medio)	C/N (medio)
	X-UTM		mg/100g	mg/100g	(1998)	(2002)
	X-UTM	Y-UTM	(2002)	(2005)		
LR1W	435635	4556625				
LR2C	435712	4556621	488,83	436,26	12,02	11,54
LR1E	435777	4556614				
			∇ BC = - 4,30 %	∇ BC = + 0,80 %	∇ C/N = + 4,80 %	∇ C/N = - 10,82 %

Tabla 10.5. (Continuación). Comparación de valores medios de algunos geoindicadores edáficos entre la zona superior y la zona inferior de la ladera rehabilitada (ver Figura 10.4 para situación de las muestras). C/N= Relación carbono – nitrógeno.

Muestra	Localización		C/N (medio) (2005)	P ₂ O ₅ (medio) mg/100g (1998)	P ₂ O ₅ (medio) mg/100g (2002))	P ₂ O ₅ (medio) mg/100g (2005)
	cabecera					
	X-UTM	Y-UTM				
LR4W	435646	4556658				
LR3W	435641	4556653				
LR2W	435640	4556640	13,62	11,50	11,50	17,00
LR3C	435712	4556634				
LR2E	435777	4556635				
Muestra	Localización pie		C/N (medio) (2005)	P ₂ O ₅ (medio) mg/100g (1998)	P ₂ O ₅ (medio) mg/100g (2002))	P ₂ O ₅ (medio) mg/100g (2005)
	X-UTM	Y-UTM				
LR1W	435635	4556625				
LR2C	435712	4556621	13,07	16,67	33,00	34,67
LR1E	435777	4556614				
			∇ C/N = - 4,04 %	∇ P ₂ O ₅ = + 44,93 %	∇ P ₂ O ₅ = + 286,96 %	∇ P ₂ O ₅ = +103,94 %

Finalmente, a la vista de los resultados obtenidos tras aplicar el análisis ADEVA y el test de múltiples rangos, se concluye que únicamente el porcentaje de materia orgánica y el contenido en bases de cambio presentan diferencias estadísticamente significativas, entre las medias de los tres grupos de medidas determinados a partir de los muestreos realizados en los años 1998, 2002 y 2005 (Tablas 10.6 y 10.7 y Figura 10.7).

Tabla 10.6. Test de múltiples rangos para el indicador de calidad edáfica % de materia orgánica. La existencia de diferencias estadísticamente significativas, se ha determinado a un nivel de confianza del 95%.

Año de muestreo	Nº Muestras	% de materia orgánica		Grupos homogéneos
		Media	Desviación estándar	
1 (m.o — año 1998 —)	8	0,76	0,32	a
2 (m.o — año 2002 —)	8	1,38	0,54	b
3 (m.o — año 2005 —)	8	2,17	0,77	c
Contraste			Diferencia	+/- Límites
1 – 2			*-0,62	0,60
1 – 3			*-1,41	0,60
2 – 3			*-0,79	0,60

* Indica diferencia estadísticamente significativa.

Tabla 10.7. (continuación). Test de múltiples rangos para el indicador de calidad edáfica contenido en bases de cambio. La existencia de diferencias estadísticamente significativas, se ha determinado a un nivel de confianza del 95%.

Año de muestreo	Nº Muestras	Contenido en bases de cambio		Grupos homogéneos
		Media	Desviación estándar	
1 (Bc — año 2005 —)	8	434,11	51,21	a
2 (Bc — año 2002 —)	8	502,56	85,75	a
3 (Bc — año 1998 —)	8	869,66	98,74	b
Contraste			Diferencia	+/- Límites
3 – 2			* 367,10	84,31
3 – 1			* 435,55	84,31
2 – 1			68,45	84,31

* Indica diferencia estadísticamente significativa.
Bc= bases de cambio

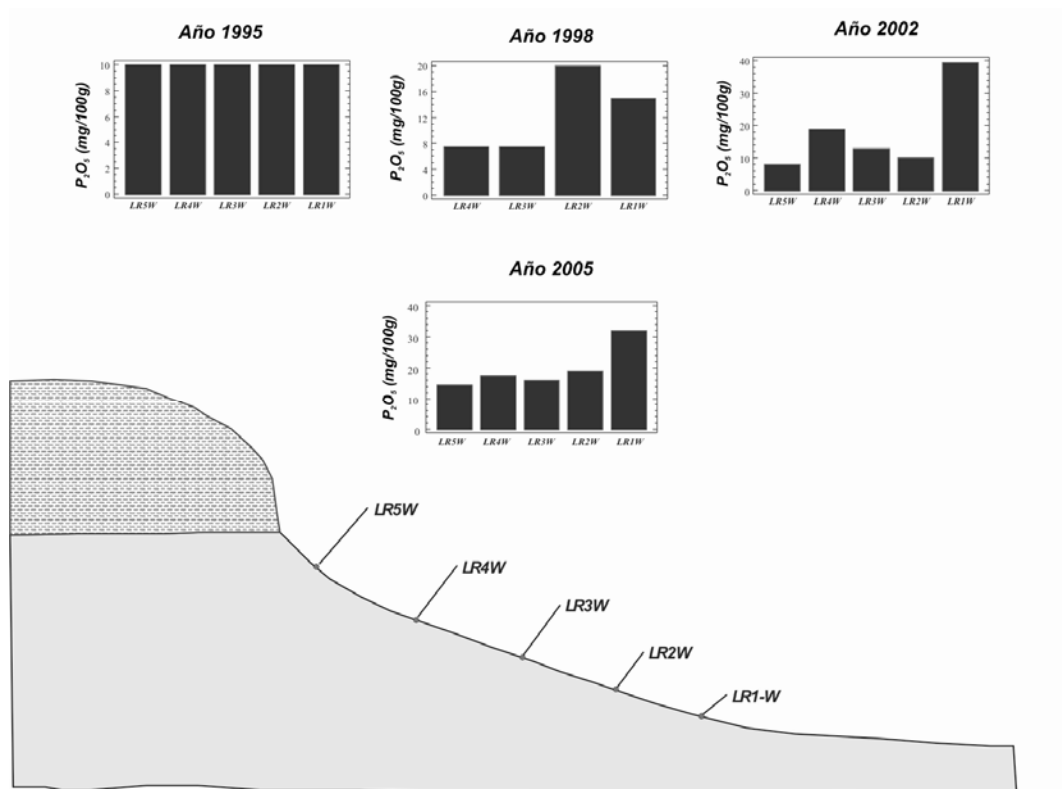


Figura 10.6. Variación en la concentración de fósforo asimilable (P_{205}), según la posición de cada punto de muestreo en la ladera rehabilitada (perfil W de la Figura 10.4). Se han considerado las medidas de los cuatro años en los que se ha realizado muestreo: 1995, 1998, 2002 y 2005. El punto 5W no se muestreó adecuadamente en 1998, y no se incluye por tanto su valor.

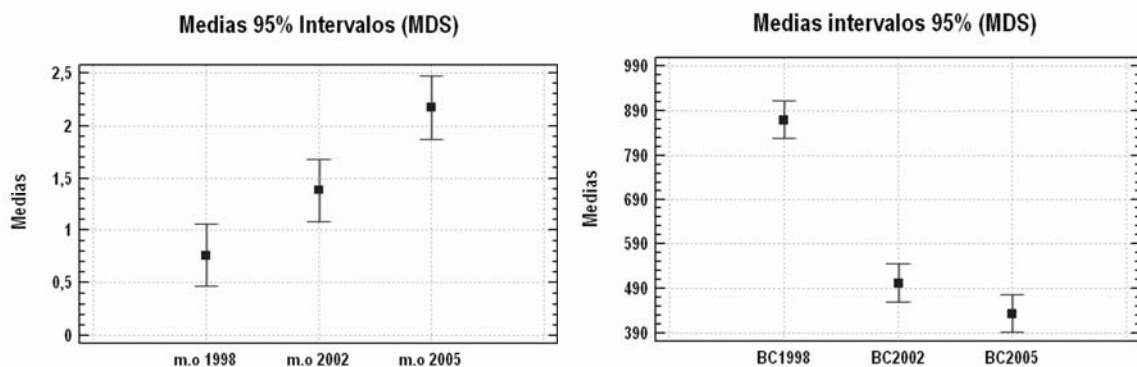


Figura 10.7. Gráficos de medias, así como de los correspondientes intervalos, definidos a un nivel de confianza del 95%, en los que queda englobado este estadístico. Estos gráficos son representativos de los geoindicadores de calidad edáfica, que definen diferencias estadísticamente significativas respecto de los valores medios determinados para cada grupo de medidas. MDS = método de las mínimas diferencias significativas; BC= bases de cambio; m.o= materia orgánica.

11. MODIFICACIONES EN LA RESPUESTA HIDROLÓGICA DE UNA CUENCA COMO RESULTADO DE LA ACCIÓN ANTRÓPICA

11. MODIFICACIONES EN LA RESPUESTA HIDROLÓGICA DE UNA CUENCA COMO RESULTADO DE LA ACCIÓN ANTRÓPICA

11.1. INTRODUCCIÓN

11.2.1. Justificación y objetivos

La cuenca hidrológica del arroyo Clamores reúne características idóneas para llevar a cabo una evaluación de las modificaciones en la respuesta hidrológica como resultado de la actividad humana. Ello es debido a que la ciudad de Segovia se ha desarrollado históricamente ocupando suelo de esta cuenca. Igualmente, la reducida superficie de esta cuenca, aproximadamente 5 km², ha hecho posible que como resultado de esta urbanización, en torno a un 40% de la cuenca corresponda ya a superficie impermeable.

Los objetivos de este capítulo son dos: a) determinar cómo ha variado la respuesta hidrológica de la cuenca del arroyo Clamores (Segovia), como resultado de su progresiva urbanización; b) establecer en qué medida el aumento de la superficie impermeable ha incrementado la peligrosidad asociada a la ocurrencia de inundaciones; c) establecer si la respuesta hidrológica de la cuenca va a variar como consecuencia del desarrollo del futuro Plan General de Ordenación Urbana (PGOU) de la ciudad. Para lograr tales fines, se ha tratado de demostrar la idoneidad del uso de técnicas, tanto paleohidrológicas (basadas en evidencias documentales) como SIG.

11.2.1. Área de estudio

La ciudad de Segovia se localiza en la confluencia de dos de las unidades fisiográficas principales de la península Ibérica (*Figura 11.1*): a) el piedemonte de la vertiente norte de la sierra de Guadarrama (granítico-gneísico) que, a su vez, queda constituido por: llanuras rocosas del piedemonte, superficies rocosas onduladas y en vaguadas, berrocales y campos de bloques graníticos, gargantas en el piedemonte y navas de piedemonte; b) la unidad detrítico-carbonática, que enlaza el piedemonte granítico-gneísico con la cuenca anteriormente citada. Dicha unidad está formada por las subunidades que siguen: mesas y plataformas

calcáreas, hoces y cañones calcáreos, laderas areno-arcillosas, coluviones carbonáticos, conos de deyección, fondos de valle y llanuras aluviales (Martín-Duque *et al.*, 2002).

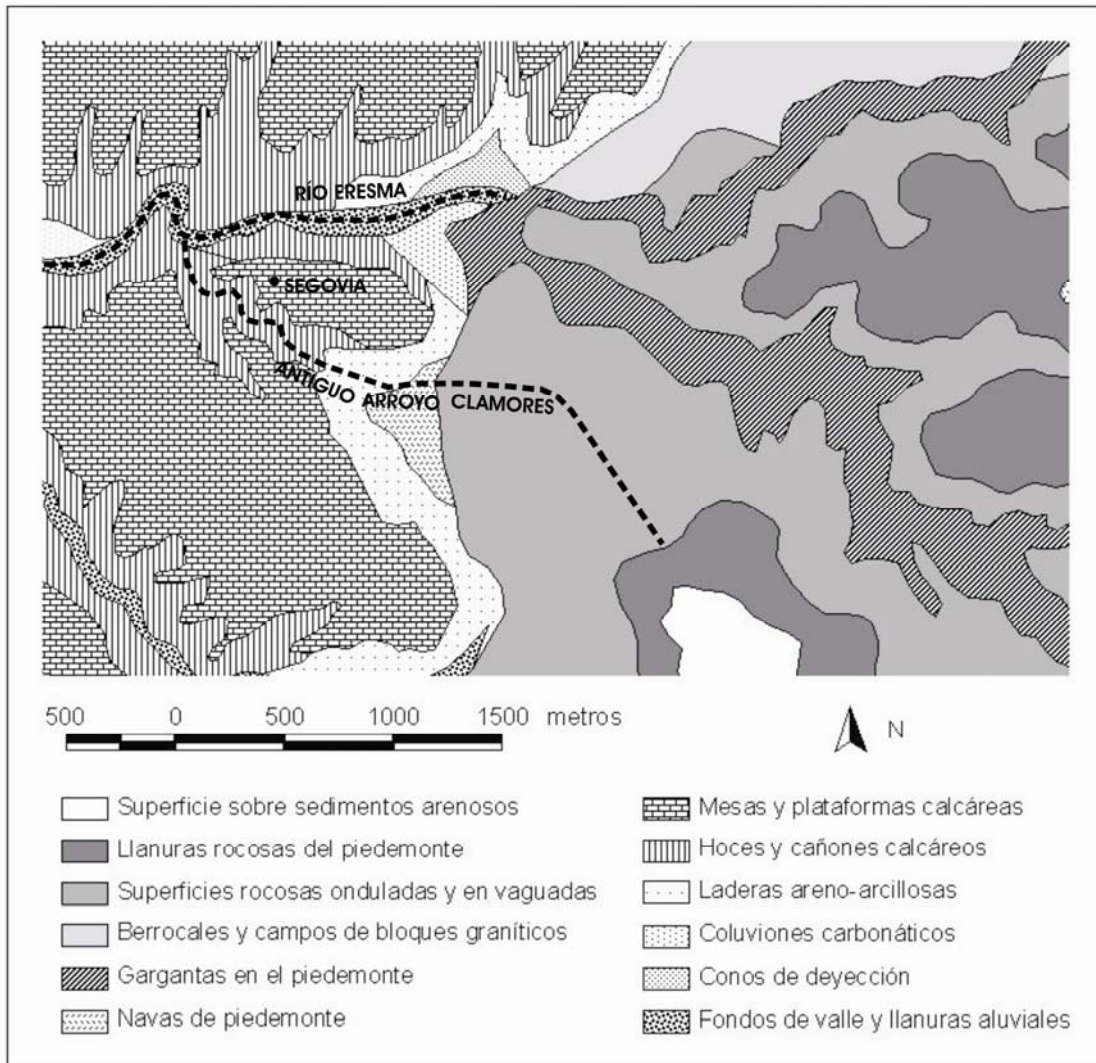


Figura 11.1. Configuración fisiográfica de la ciudad de Segovia y de su entorno.

El entorno de la ciudad de Segovia está drenado por dos corrientes fluviales: el río Eresma, al norte de la ciudad histórica, y el arroyo Clamores, que atraviesa la ciudad de sureste a noroeste. El arroyo Clamores es afluente del río Eresma que, por su parte, es tributario del río Duero. Este arroyo tiene una longitud de 5 km, siendo su pendiente media de 0,03 m/m, mientras que el área de su cuenca vertiente es 5,2 km². Como resultado de la urbanización progresiva de la ciudad, el río Clamores es en la actualidad un colector de aguas residuales. La canalización y

posterior recubrimiento de este arroyo se realizó en diferentes etapas, en el periodo comprendido entre los años 1893 y 1952 (*Tabla 11.1, Figuras, 11.2, 11.3 y 11.4*). En la actualidad únicamente la cabecera de dicho arroyo, aproximadamente en un tramo de un kilómetro de longitud, conserva su cauce natural (*Fotografía 11.1*).

Tabla 11.1. *Cronología histórica de los encauzamientos realizados en el arroyo Clamores (González-Herrero, 1997).*

Año	Actuación
1893	Primera obra de encauzamiento y cubrición entre los puentes de Buitrago y Muerte y Vida (pontesilla del Berrocal).
1894	Continuación del encauzamiento hasta las inmediaciones del puente de San Antonio o de Ramiro (calle San Antón).
1898	Encauzamiento del sector de la plazuela de San Millán, desde la fábrica de papel de don Modesto García a la huerta del señor Marqués de Quintanar
1907	Encauzamiento del segmento del puente del Verdugo (Gobernador Fdez. Jiménez).
1910-1911	Encauzamiento del río en el puente de Sancti Spiritu.
1916	Se cubre el trecho entre el puente Muerte y Vida y el del Verdugo.
1926	Encauzamiento de la Plazuela del Dr. Gila a Sancti Spiritus.
1931	Encauzamiento en el tramo comprendido entre la Avda. de José Antonio (Constitución) y la Plaza del Alto de Los Leones (o del Quinto)
1931-1940	Encauzamiento del tramo desde la carretera de San Rafael al puente Cañamón (Plaza del Quinto).
1948	Encauzamiento desde el puente de Valdevilla al de la carretera de San Rafael.
1952	Túnel en el valle de las Tenerías desde el puente del piojo hasta el molino de los señores (Eresma).

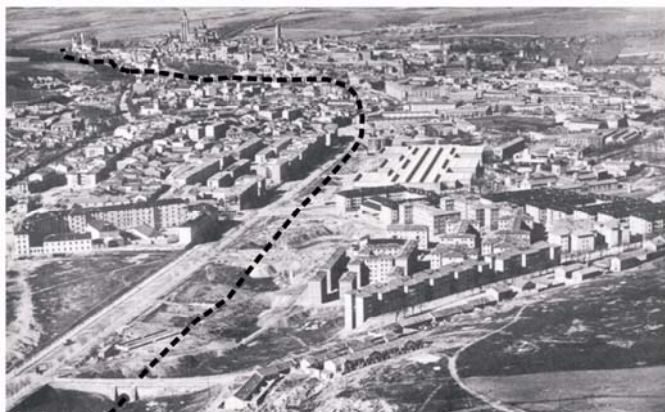


Figura 11.2. Imagen de la ciudad de Segovia tomada en el año 1950, en la que se observa el cauce natural del arroyo Clamores a su paso por el puente de Valdevilla. La línea negra discontinua representa el thalweg del antiguo cauce natural del arroyo.

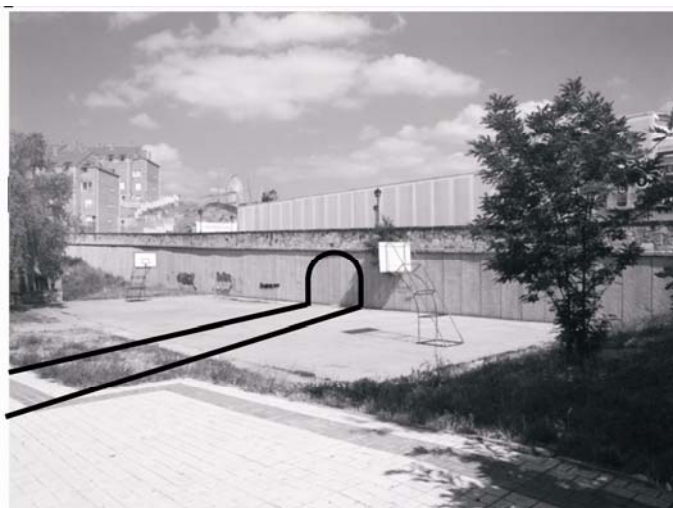


Figura 11.3. Vista de lo que en su momento fue el puente de Valdevilla. Del antiguo puente únicamente queda visible su tablero. Las líneas negras aproximan la ubicación del 'ojo' del puente, así como del canal de lo que fue el arroyo Clamores.



Fotografía 11.1. Tramo de la cuenca alta del arroyo Clamores.

Los usos del suelo presentes en la cuenca vertiente al Clamores son (*Figura 11.5*): a) urbano (áreas impermeables determinadas por la presencia de edificios, calles, áreas de estacionamiento...), que representa un 40,3% del área total de la cuenca; b) espacios abiertos (pastizales, parques) que ocupan un 46,7%, siendo la fracción de suelo cubierta superior al 75% ; c) otros espacios abiertos (parques, pistas), que representan el 6,8% de la cuenca y la fracción de suelo cubierta es inferior al 50%; d) zonas boscosas que ocupan una superficie del 6,2%, definiendo un porcentaje de cabida cubierta comprendido entre un 50% y un 75%.

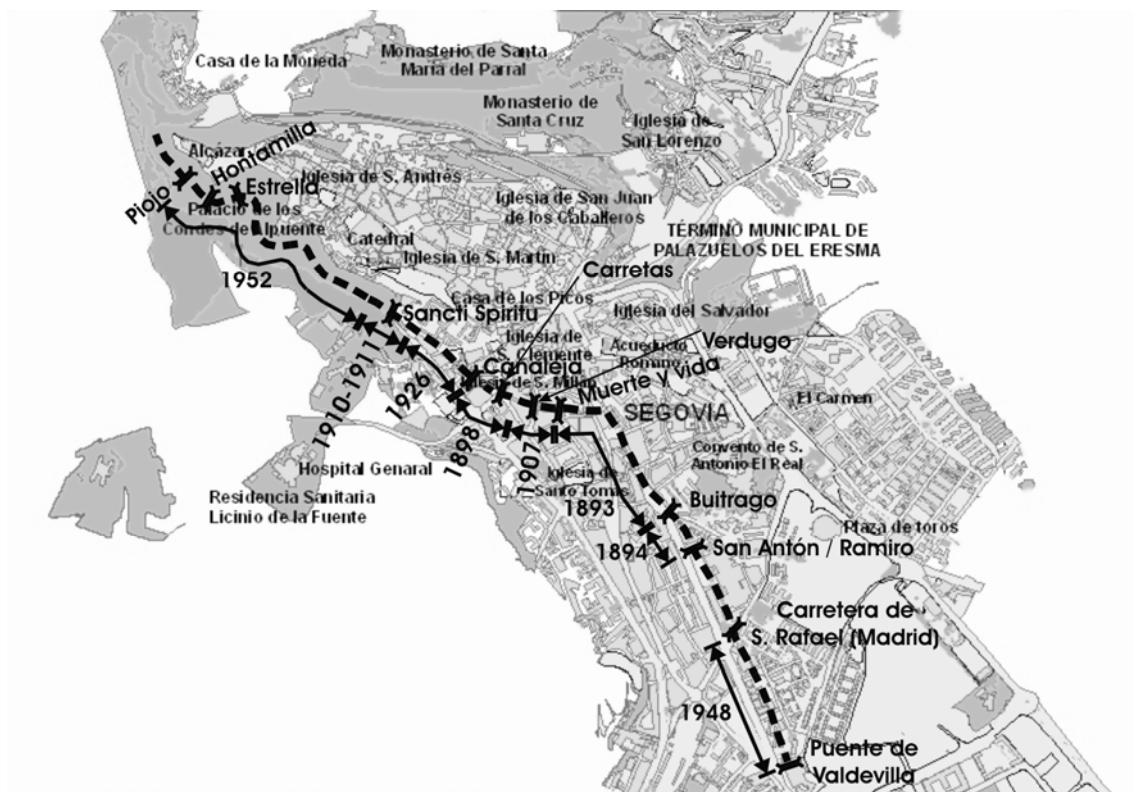


Figura 11.4. Mapa de la ciudad de Segovia en el que se indica la cronología histórica de las etapas de encauzamiento y recubrimiento del cauce natural del arroyo Clamores (indicado mediante una línea discontinua).

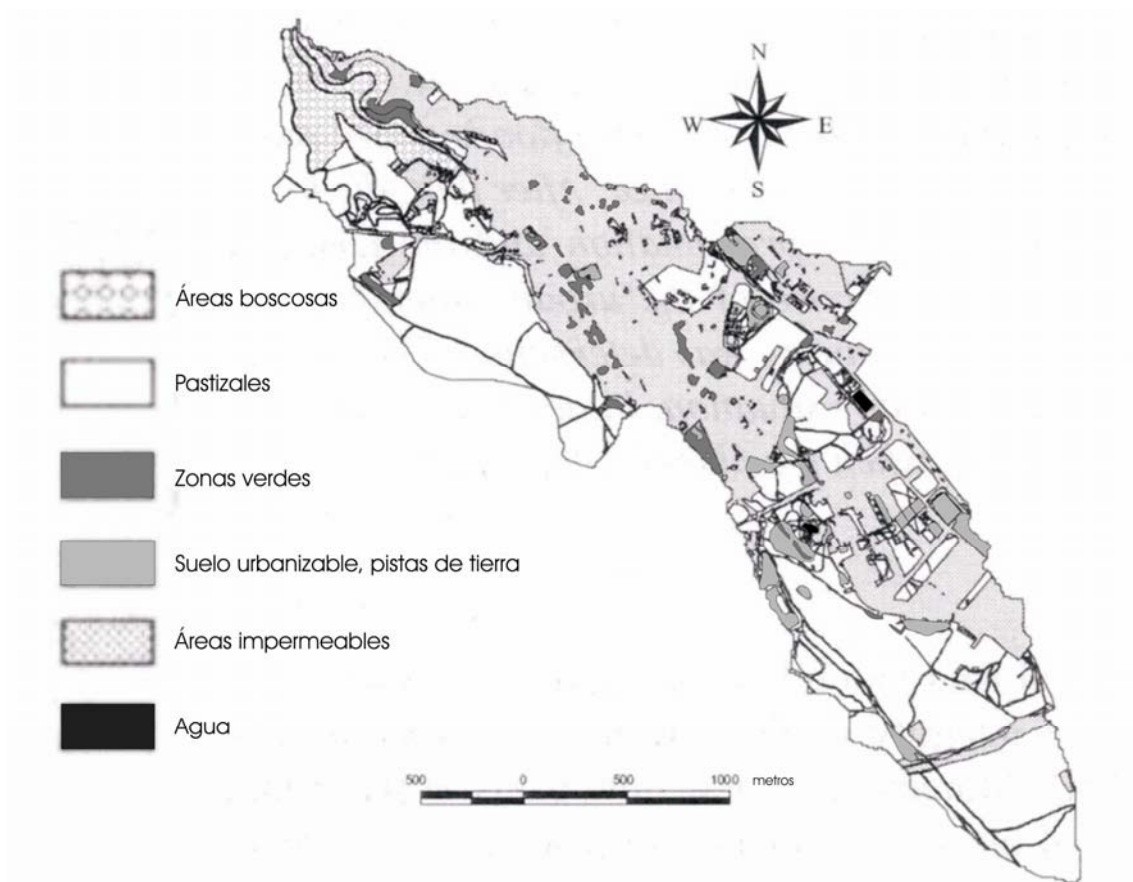


Figura 11.5. Usos del suelo actuales en la cuenca urbana del Clamores (Bodoque et al., 2003).

11.2. METODOLOGÍA

En España los trabajos de hidrología urbana han tenido una connotación marcadamente ingieneril. En general, se han centrado en el diseño y análisis hidráulico de las redes de evacuación de aguas pluviales (Marco *et al.*, 1983; Vázquez, 1985; Vázquez *et al.*, 1987; Dolz *et al.*, 1987; Vázquez, 1991 a, b, c).

Para el caso que nos ocupa y con el fin de abordar los objetivos planteados, se ha implementado una metodología estructurada en cuatro etapas interrelacionadas entre si:

- Recopilación de la información histórica existente, acerca de las inundaciones históricas acontecidas en la ciudad de Segovia.
- Simulación del proceso lluvia-escorrentía en la cuenca urbana del Clamores, mediante modelo hidrológico calibrado con crecidas ordinarias.

- Simulación hidrológica-hidráulica del evento más extremo acontecido.
- Implementación de un modelo hidrológico, considerando la configuración actual y futura de la cuenca urbana del Clamores, para el evento históricamente más extremo acontecido.

11.2.1. Recopilación de la información histórica existente

La cronología de las inundaciones históricas acontecidas en la ciudad de Segovia, se obtuvo consultando los documentos pertinentes depositados en el archivo oficial de la Academia de Historia y Arte de San Quirce (Segovia). Igualmente, se consultó la hemeroteca del periódico local (El Adelantado de Segovia).

11.2.2. Simulación y calibración del proceso lluvia-escorrentía

La respuesta hidrológica actual de la cuenca urbana del Clamores, se ha simulado y calibrado considerando aquellos eventos con una cantidad total de lluvia superior a 30 mm. Este valor umbral de precipitación determina una respuesta efectiva en esta cuenca (Bodoque *et al.*, 2003). El modelo de cuenca, así como los parámetros agregados de carácter morfométrico en los que se basa el modelo hidrológico implementado, se obtuvieron mediante la aplicación informática HEC-GeoHMS (USACE, 2003) (ver fundamento teórico en las secciones 4.2.2.3.1 y 9.2.3.2.1). El modelo digital de elevaciones necesario para llevar a cabo tales tareas, se creó a partir de la cartografía digital urbana de la ciudad de Segovia (escala 1/500) facilitada por el Excmo. Ayuntamiento de Segovia.

Seguidamente, se utilizó HEC-HMS (USACE, 2000; USACE, 2001) (ver fundamento teórico en la sección 4.2.2.3.2) con la finalidad de evaluar el proceso lluvia-escorrentía. A este respecto, para la determinación de las abstracciones iniciales, se aplicó la variante del método del número de curva creada para cuencas urbanas (SCS, 1986) (*Figura 11.6*). Puesto que el modelo de cuenca definido (ver *Figura 11.15*) no coincide con las divisorias naturales del Clamores, se asignó un valor de número de curva igual a 40 a todas aquellas áreas no urbanizadas y a la vez situadas fuera de la cuenca del Clamores, al objeto de que estas zonas no aportaran escorrentía a los hidrogramas simulados.

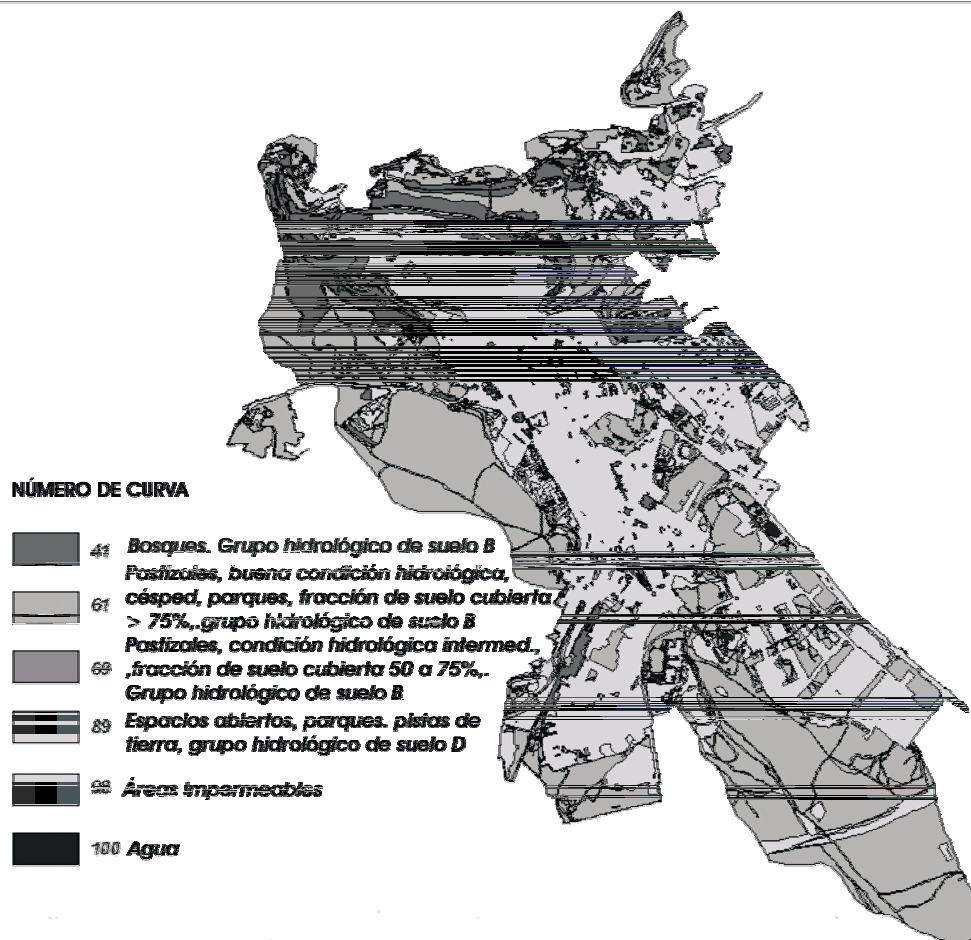


Figura 11.6. Mapa del número de curva para la ciudad de Segovia y su entorno. El mismo se ha obtenido mediante reclasificación de la cartografía digital urbana a escala 1/500.

La estimación de la escorrentía directa para cada evento considerado, así como de la propagación y laminación de la onda de avenida correspondiente, se realizó mediante los modelos del hidrograma unitario de Clark y de Muskingum, respectivamente (ver fundamentos teóricos en la sección 4.2.2.3.3). En relación con este último, se consideró que el parámetro X es igual a 0,5, es decir, se asumió una traslación total de la onda de avenida sin ninguna variación en su punta. Finalmente, no se consideró como significativa la aportación del caudal de base a los hidrogramas considerados.

Los modelos meteorológicos se construyeron con aquellos hietogramas que definían cantidades totales de lluvia superiores al umbral de precipitación considerado (> 30 mm) (Figura 11.7). Esta información pluviométrica se obtuvo del

registro almacenado durante el periodo 2002-2004 en la estación meteorológica sita en la ciudad de Segovia. El número de eventos considerados fue de cuatro.

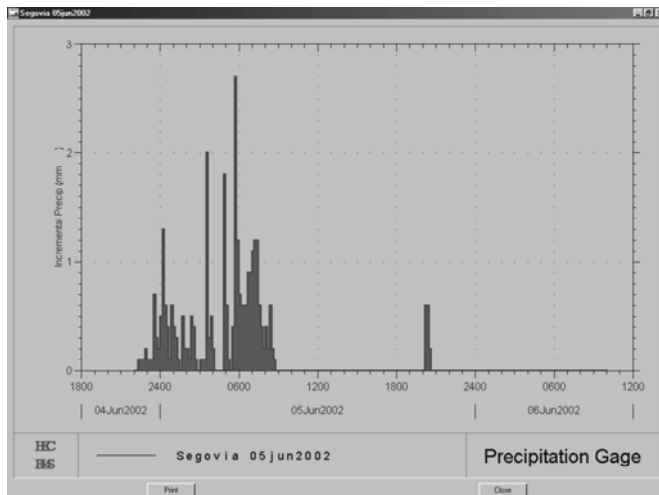


Figura 11.7. Hietograma registrado en la estación meteorológica de Segovia durante el evento de 5 de junio de 2002.

La calibración automática de la respuesta hidrológica de la cuenca urbana del Clamores (ver fundamento teórico en la sección 4.2.2.3.6), se realizó sobre la base de los datos de caudales registrados en la estación depuradora de Segovia. Como función objetivo, se utilizó la que minimiza los errores absolutos entre los hidrogramas simulado y observado. Para tal fin, se aplicó el método de búsqueda del gradiente univariante. No obstante, previamente a la integración en el modelo hidrológico de estos hidrogramas, esta información tuvo que ser filtrada. Ello es debido a que los caudales registrados en la estación depuradora son resultado, tanto de los aportes de aguas residuales como de aguas pluviales. Este proceso de filtración consistió en definir un hidrograma medio tipo para la semana anterior a cada uno de los eventos de precipitación considerados en el modelo. Dicho hidrograma representa la distribución temporal de entrada de caudales residuales a la estación depuradora, como consecuencia de la actividad urbana e industrial existente en la ciudad. Seguidamente, se procedió a restar este hidrograma con el registrado durante cada uno de los eventos de precipitación considerados. El hidrograma resultante refleja la respuesta hidrológica de la cuenca para cada uno de los eventos considerados.

11.2.3. Simulación hidrológico-hidráulica del evento más extremo acontecido

La simulación hidráulica del evento de inundación más extremo acontecido en la cuenca del Clamores, requirió de la reconstrucción de la topografía del arroyo. Para llevar a cabo tal tarea, se consultaron en el archivo municipal de Segovia los

proyectos existentes de canalización y cubrición del arroyo. De este modo, se tuvo acceso a la topografía original de algunos tramos del cauce, así como a la geometría de varios de los antiguos puentes (Figuras 11.8 y 11.9). Para los tramos donde no se disponía de tal información, la topografía del cauce se reconstruyó asumiendo un gradiente de la pendiente uniforme a lo largo del tramo del arroyo, que en el pasado discurría por la ciudad de Segovia. En algunos casos, las topografías resultantes fueron validadas con datos de cotas disponibles para ciertos puntos del antiguo lecho del canal.

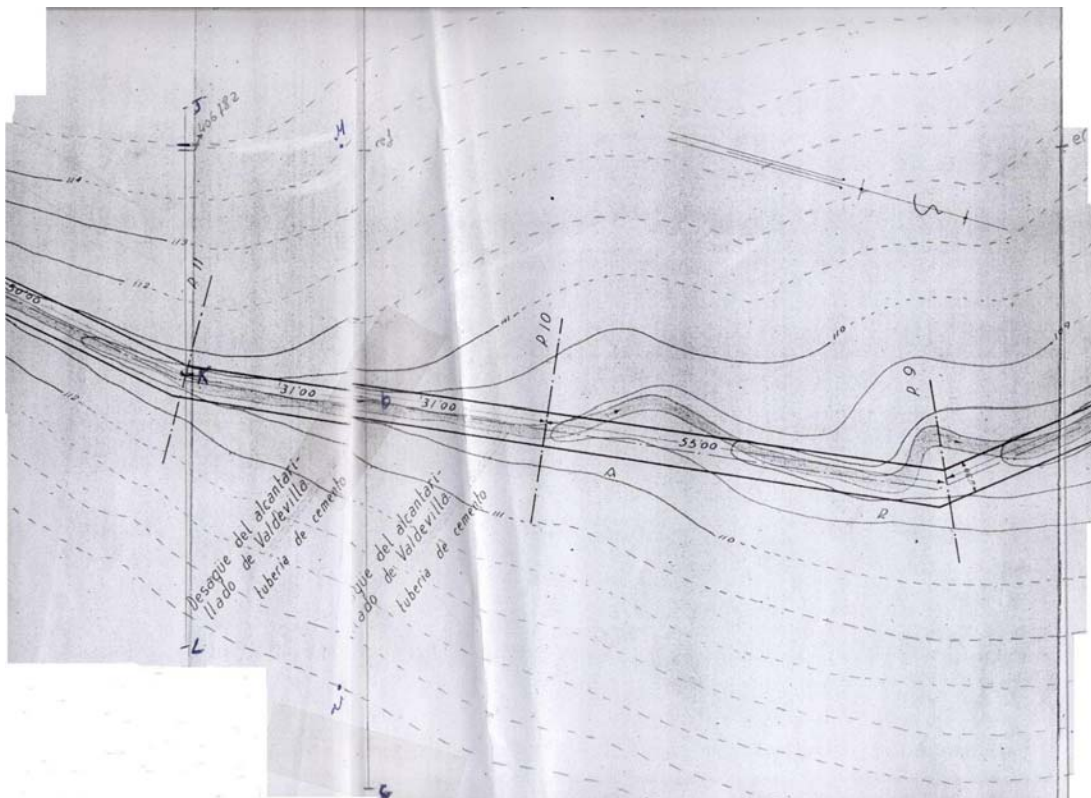


Figura 11.8. Topografía parcial del cauce natural del Clamores incluida en el proyecto de canalización y cubrición del tramo comprendido entre el puente de Valdevilla y la carretera de San Rafael (año 1948).

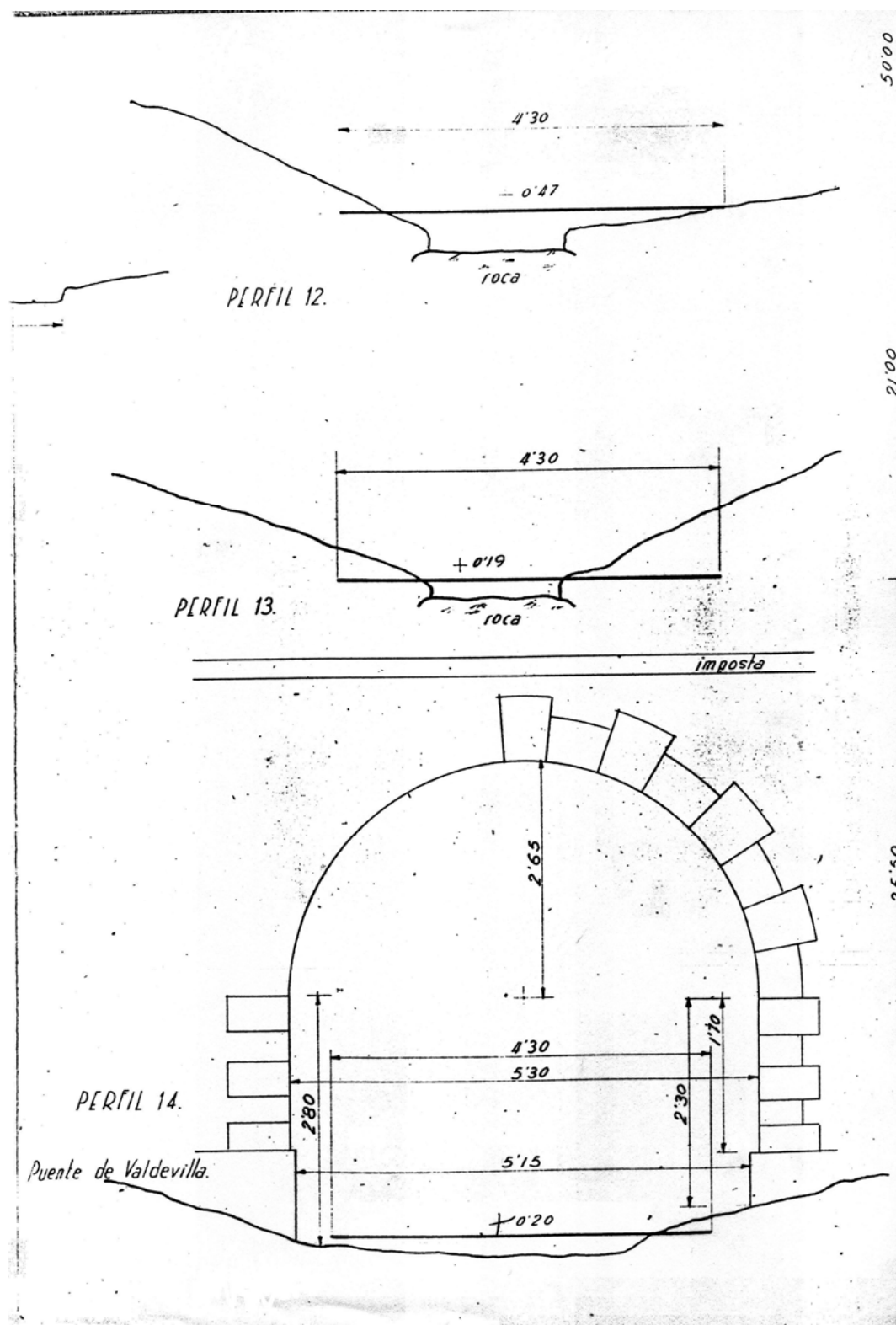


Figura 11.9. Geometría original del puente de Valdevilla antes de ser cubierto parcialmente, durante las obras de canalización y cubrición entre el citado puente y la carretera de San Rafael (año 1948).

La simulación hidráulica del evento más extremo, se llevó a cabo haciendo uso de las aplicaciones informáticas HEC-GeoRAS y HEC-RAS. HEC-GeoRAS es un programa ejecutable desde la aplicación SIG ArcView 3X, que permite el intercambio de información espacial entre el SIG y HEC-RAS. Así, sobre la base de un modelo digital del terreno (MDT) en formato TIN (*Triangulated Irregular Network*) (Díez, 2002), HEC-GeoRAS genera automáticamente el modelo geométrico (secciones transversales), mediante la intersección de planos verticales con el MDT. Las secciones transversales así definidas fueron importadas desde el programa HEC-RAS, donde se implementó un modelo hidráulico en régimen gradualmente variado, con la finalidad de restituir los caudales punta, sobre la base de marcas de nivel conocidas (Díez, 2001). Finalmente, los resultados derivados de la simulación hidráulica realizada se exportaron a HEC-GeoRAS, donde se generó una superficie de lámina de agua, de manera que de la intersección de ésta con el MDT resultaron las áreas inundables para el evento más extremo acontecido en la cuenca del Clamores.

Para aquellos tramos de cauce donde se tenía constancia documental de marcas de nivel, se asumió flujo gradualmente variado en régimen mixto. Como condición de contorno se consideró la definida en HEC-RAS como de calado normal (USACE, 2002), de manera que la pendiente de la línea de energía entre dos secciones es coincidente con la pendiente del canal existente entre las mismas. Las pérdidas de carga hidráulica por fricción se evaluaron mediante el método de Manning (Chow, 1959; Fasken, 1963; Barnes, 1967; Hicks & Mason, 1991).

La elección de los coeficientes rugosidad de Manning para el arroyo Clamores se realizó a partir de la interpretación de fotografías históricas (ver *Figura 11.2*). De este modo, los coeficientes estimados para las respectivas orillas, así como el centro del canal son los que se muestran en la *Tablas 11.2 y 11.3*. En las zonas urbanizadas, la elección de los coeficientes de las orillas vino dada por la existencia en las mismas de edificios y vegetación herbácea. En relación con la parte central del canal, el valor seleccionado es el característico de fondos de arenas-gravas y cauces rectos. En los tramos no afectados por urbanización, el coeficiente de rugosidad elegido para las orillas es el asignado a la vegetación herbácea, mientras que la parte central del canal quedó definida por las mismas características de rugosidad que las supuestas para los tramos del arroyo Clamores afectados por urbanización.

Tabla 11.2. Valores del coeficiente de rugosidad de Manning adoptados para tramos urbanizados.

	COEFICIENTES DE MANNING
Orilla izquierda	0,045
Centro	0,03
Orilla derecha	0,045

Tabla 11.3. Valores del coeficiente de rugosidad de Manning adoptados para tramos no urbanizados.

	COEFICIENTES DE MANNING
Orilla izquierda	0,025
Centro	0,03
Orilla derecha	0,025

Para el caso concreto del puente de Valdevilla, inicialmente se definieron dos secciones transversales aguas abajo de la estructura. La primera se ubicó inmediatamente aguas abajo del puente, mientras que la segunda se situó a una distancia tal, que garantizara que la dinámica del flujo ya no quedaba condicionada por la estructura (tramo de expansión). Igualmente, entre ambas secciones se definieron secciones transversales intermedias, al objeto de simular adecuadamente las pérdidas de carga hidráulica por fricción. Por otro lado, se determinó una sección transversal inmediatamente aguas arriba del cauce, así como otra, también aguas arriba, lo suficientemente alejada de modo que el flujo no resultara afectado por la estructura (tramo de contracción). Junto con las secciones transversales anteriormente mencionadas, HEC-RAS define automáticamente dos secciones adicionales en el interior de la estructura del puente (*Figura 11.10*).

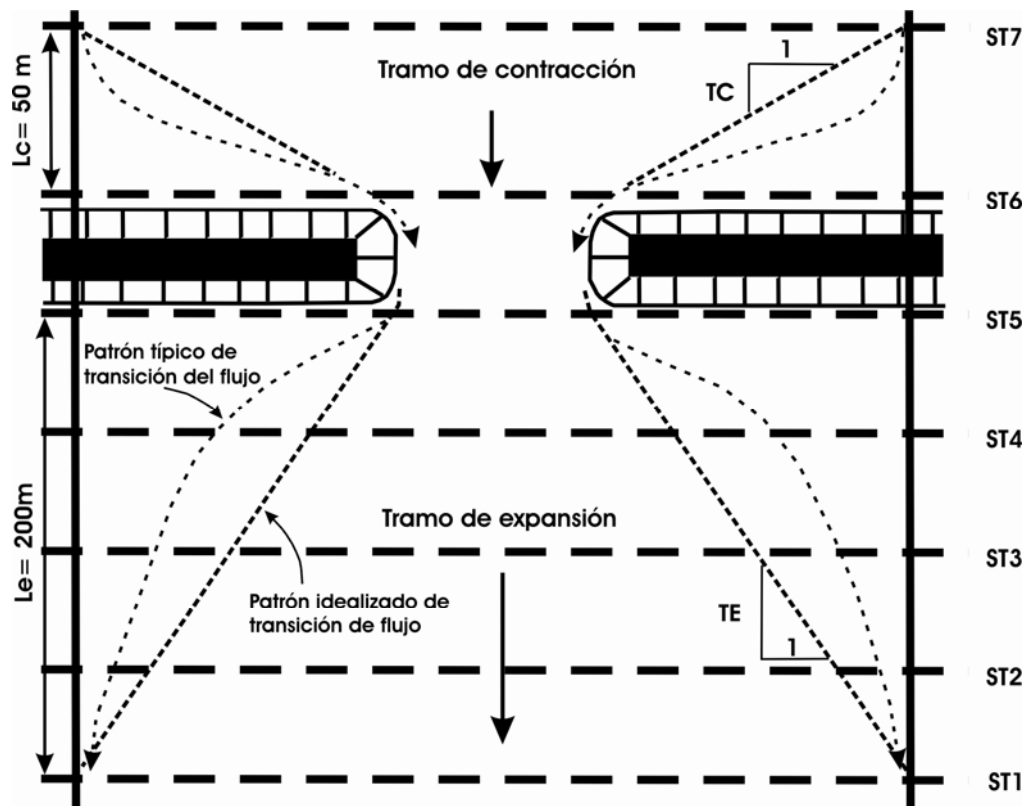


Figura 11.10. Localización de las secciones transversales aguas abajo y aguas arriba del puente de Valdevilla (modificado de USACE, 2002). L_e = longitud del tramo de expansión; L_c = longitud del tramo de contracción; **ST** = secciones transversales definidas.

La elección de los valores de los coeficientes de contracción y expansión, 0,3 y 0,5, respectivamente, es el resultado de haber asumido régimen subcrítico. La simulación hidráulica se llevó a cabo mediante el método estándar por etapas (ecuación de la energía). Las pérdidas de carga hidráulica se desagregaron en una fracción debida a la actuación de la fricción, aplicando para ello la ecuación de Manning, así como en la resultante de la contracción y de la expansión del flujo, como resultado de la modificación del área de flujo efectivo aguas arriba y aguas abajo del puente de Valdevilla.

Una vez estimados los caudales punta resultantes de la ocurrencia del evento de avenida más extremo acontecido en el Clamores, se aplicó un modelo hidrológico retrospectivo, al objeto de aproximar la intensidad de precipitación calculada para un tiempo equivalente al tiempo de concentración (Díez, 2001). La implementación del modelo requirió de la adecuación de los usos del suelo a la situación existente en el año 1733. Para ello, se consultaron las cartografías históricas disponibles de

la ciudad de Segovia (*Figura 11.11*). Asimismo, se asumieron condiciones tipo III en relación a la humedad antecedente al evento existente en el suelo (SCS, 1986).



Figura 11.11. Cartografía de la ciudad de Segovia y su entorno a principios del siglo XX. Odriozola-Grimaud (1901). Mapa de la ciudad de Segovia. Original en lienzo ubicado en las dependencias del Excmo. Ayto. de Segovia.

11.2.4. Simulación hidrológica actual y futura para el evento de precipitación más extremo acontecido

Una vez caracterizado, tanto desde un punto de vista hidrológico como hidráulico, el evento de inundación más extremo acontecido en la cuenca del Clamores, se procedió a determinar cuál sería la respuesta de ésta en la situación actual (ver *Figura 11.6*) y futura, si tuviera lugar un evento de precipitación similar al caracterizado. En relación con la respuesta futura, la simulación hidrológica se llevó a cabo sobre la base de lo dispuesto en el Plan General de Ordenación Urbana (PGOU) de la ciudad de Segovia en elaboración y revisión desde 2002. En el mismo, se aprueba la urbanización de 100 hectáreas en el sector denominado

Bonal. Del total de esta superficie, el 37,9% corresponde a superficie construida (asimilable a superficie impermeable) (Figura 11.12).

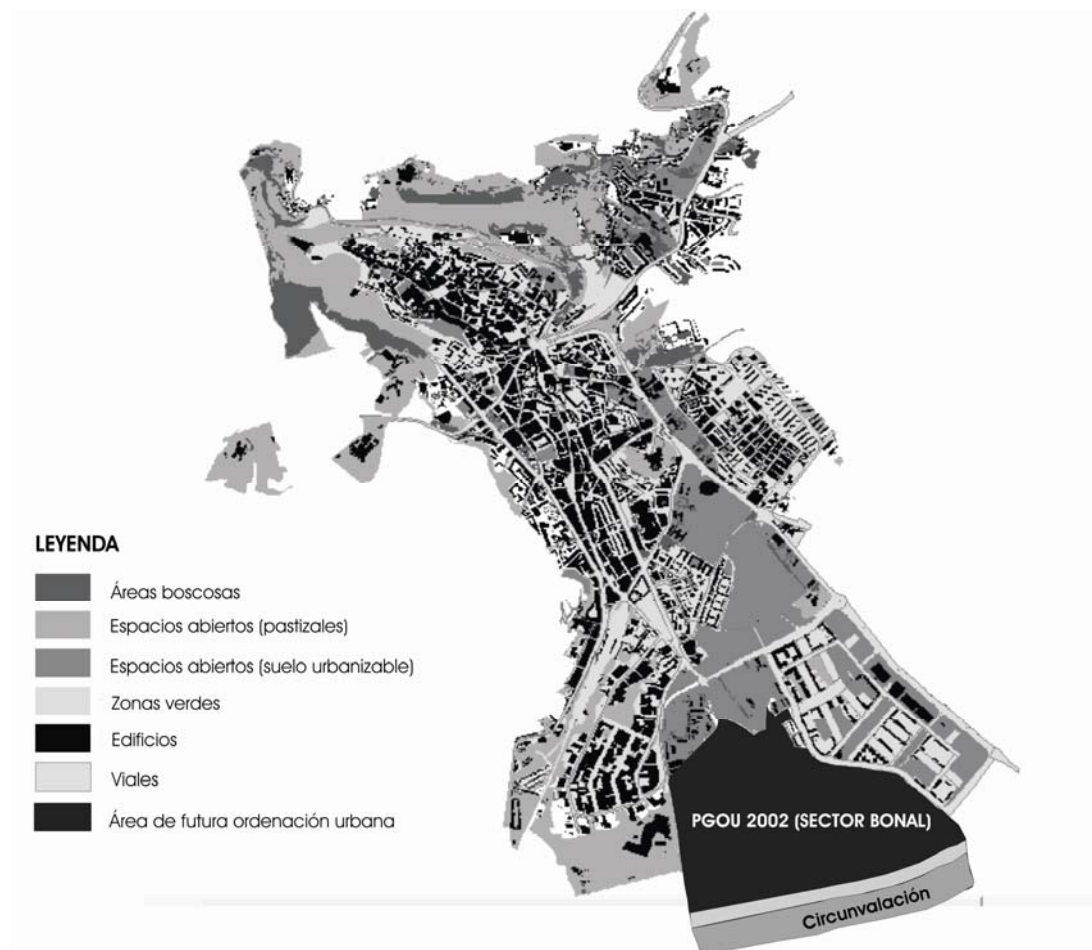


Figura 11.12. Usos del suelo actuales en la ciudad de Segovia y futura área de ordenación urbana.

11.3. RESULTADOS

11.3.1. Recopilación de la información histórica existente

La cronología de inundaciones históricas realizada para la ciudad de Segovia, se expone en la *Tabla 11.4*. Igualmente, en la *Figura 11.13* se muestra la crónica recogida en el periódico *El Adelantado* de Segovia acerca del evento de inundación acontecido el 7 de agosto de 1981. De todos los eventos de inundación histórica recopilados, se consideró para la simulación hidrológica-hidráulica el que tuvo lugar el 23 de junio de 1733, dado que para éste existen pruebas

documentales acerca del nivel que alcanzó el agua en distintos puntos la ciudad. Así, en crónicas existentes de la época se recoge que la onda de avenida pasó por encima del puente de Valdevilla, llegando a alcanzar el nivel de las aguas las gradas del pórtico de la iglesia de Santa Eulalia (Marín, 1962) (*Figura 11.14*).

Tabla 11.4. Inundaciones históricas que tuvieron lugar en la ciudad de Segovia y su entorno (Díez A., comunicación personal).

FENÓMENO Y LOCALIZACIÓN	FECHAS	DAÑOS
Inundación por crecidas del río Eresma en Segovia	26-1-1511	Rotura de puentes
	1513-1514	"
	1521	
	25-8-1543	Daños en molinos, batanes y puentes
	1605	Rotura de puente
	1618	
	1626	Rotura de cerca del convento de S. Vicente.
	1627	Daños en un batan
	1-11-1629	Daños convento N ^a S ^a de los Huertos
	1695	
Inundación por crecidas del arroyo Clamores en Segovia	1733	
	22-6-1791	Daños en puentes
	19-3-1799	Derribo muros parque Alcázar
	1500	Daños en las tenerías
	26-6-1733	9 muertos, 300 viviendas dañadas y 540.000 ducados en perdidas
Inundación por crecidas del arroyo Ciguñuela	22-6-1791	Daños en puentes
	1853	"
	8-1981	Daños en viviendas y sotanos
	23-6-1733	
Inundación por crecidas del arroyo Tejadilla	23-6-1733	Daños en el puente
Inundación por pluviales y residuales del M ^o de Santa Cruz (Segovia)	1510	Daños en el convento, muros y huertas
Inundación por precipitación in situ en los barrios de San Millán, San Marcos y San Lorenzo (Segovia)	7-8-1981	
	2-9-1999	

Figura 11.13. Copia de una página de *El Adelantado de Segovia* de 7 de agosto de 1981, donde aparece una noticia extensa de un evento intenso de lluvia, que dio lugar a problemas de inundación en la ciudad de Segovia.

0001 (1942x2983x2 tiff)

EL ADELANTADO DE SEGOVIA

Director: PABLO MARTIN CANTALEJO
Edita: «El Adelantado de Segovia, S. L.»

Diario de la tarde fundado en 1901 por D. Rufino Cano de Rueda
S. Agustín, 7. Telfs. 414696-97-98. SG. 7-1958. Precio: 25 Ptas.

Viernes 7 de agosto de 1981
Año LXXXI.—Núm. 24.759

Impresionante tromba de agua —63 litros por metro cuadrado— ayer tarde, sobre la ciudad

La precipitación rebasó el metro de altura en la calle de Buitrago y plaza del Doctor Gila

Cuantiosos daños en buen número de comercios,
y en varias viviendas

Se desplomó la bóveda del Clamores bajo las escuelas
prefabricadas del polígono de San Millán

Un turismo extranjero, arrastrado por el agua desde
la plaza de Santa Eulalia



Aspecto parcial de la plaza del Doctor Gila, que quedó cubierta por el agua hasta la altura
que refleja esta fotografía de Germán

Una impresionante tromba de agua —no conocida aquí en muchos años— descargó ayer tarde sobre nuestra capital, originando serios problemas de inundación y de circulación en distintas zonas. Durante una hora, el agua cayó de forma torrencial, hasta el punto de que se registraron los 63 litros por metro cuadrado. Una verdadera tromba que puso en grave apuro distintos puntos de la capital, incluso con peligro para vidas humanas; no faltaron los desprendimientos, las inundaciones, arrastre de vehículos...

(Continúa en la pág. 3)

Bolivia: Natusch llama a la concordia nacional

Insta a buscar una solución al levantamiento militar

A su vez, el general Alberto Natusch Busch, principal dirigente del levantamiento militar de la ciudad de Santa Cruz, ha hecho un llamamiento a la concordia entre los bolivianos, buscando el diálogo para resolver la situación del país.

Natusch dirigió un discurso «a todos los camaradas de armas y al pueblo boliviano», que fue retransmitido desde Santa Cruz, 900 kilómetros al este de La Paz, y captado en la capital paraguaya, con motivo de celebrarse ayer el «Día de la Patria», que conmemora el 156 aniversario de la independencia boliviana.

Tras declarar la voluntad de servir al país de los militares protagonistas del levantamiento y apelar a la concordia, dijo: «Llamo a mis camaradas de armas a darnos un abrazo fraterno. Debemos deponer actitudes beligerantes, odios y rencores, dando al país una prueba de madurez y responsabilidad».

Insistió Natusch en que «debemos dialogar bajo el signo de la razón y el patriotismo, para buscar una solución política a la situación planteada».

Irán retrasa la salida de ciudadanos franceses

Paris.—La comunidad francesa en Irán, ordenada regresar a su país por el Gobierno del presidente Mitterrand tras el rápido deterioro de las relaciones entre los dos países, deberá esperar hasta la próxima semana antes de ser evacuada de Teherán.

En total son unas 140 personas las que pretenden abandonar Irán, debido a la tensión producida por la decisión de conceder asilo político en Francia al ex-presidente iraní Bani Sadr.

Un portavoz de la Presidencia francesa dijo que sus compatriotas se encontraban bloqueados en Teherán «bajo varios pretextos».

Un funcionario del Gobierno iraní manifestó que han prohibido la salida de los franceses porque no tienen la seguridad de que hayan saldado todas sus deudas en Irán, según ha informado la radio estatal francesa. Efe.

Polonia

Fracaso de las negociaciones Gobierno-«Solidaridad»

Varsovia.—Las conversaciones entre el Gobierno polaco y los líderes del sindicato independiente «Solidaridad» sobre la escasez de los alimentos y otras reivindicaciones, finalizaron hoy sin alcanzar un acuerdo inicial.

El sindicato informó de que sigue en pie la convocatoria de una huelga de cuatro horas en la región minera de la Alta Silesia, prevista inicialmente para la mañana de hoy.

El líder sindical Andrzej Gwiazda manifestó que consideraba que las conversaciones

25 detenciones y 269 expedientes en relación con el aceite tóxico

(Pág. 8)

Recuperación satisfactoria del Papa

Vaticano.—El Papa Juan Pablo II se recupera muy satisfactoriamente de la segunda intervención quirúrgica (practicada hace dos días) a que ha sido sometido tras el atentado que sufrió el 13 de mayo, y no tiene fiebre, según confirmó ayer el equipo médico que trata al Pontífice en el policlínico Gemelli.

La única preocupación por el momento es que se le pueda reproducir el citomegalovirus, causante de la infección generalizada que provocó su inesperada hospitalización tras haber sido dado de alta de la primera operación.

Ayer el Papa se levantó de la cama y permaneció sentado en un sillón unos diez minutos.

Se calcula en unos doce días el período posoperatorio del

MAÑANA, SABADO, JUNTO AL NUMERO NORMAL

EL ADELANTADO DE SEGOVIA

OFRECERA EL ESPECIAL

Fin de semana

Con el programa de TVE para la semana del 9 al 15 de agosto, con argumentos de películas, teatro etc.

ADemás:

Atención a los peligros del verano (entrevista con el doctor Fernández Rubio).—Cómo prevenir los accidentes en el agua.

Mañana hoy: «Especial mujeres», un programa de Radio Madrid.—Seguimos a suaves: Joaquín Vela y Carlos Solís.

Quiero ilustro.—Las tres preguntas de la semana a Jacinto Nolasco, director provincial del INSS.

(Asegúrese este número suscribiéndose a EL ADELANTADO DE SEGOVIA)

MESON ERESMA

Especialidad en raciones y tapas de cocina

Sábado y domingo:

Judías verdes
y conejo guisado

Pan, vino y postre.
350 pesetas

Ctra. de Arévalo. Tel. 41 55 23

Cuartos de Baño

«Roca» distribuidor oficial

Barrero

Ladrado 25. Teléfono 426261
Políg. Industrial. Telf. 420671

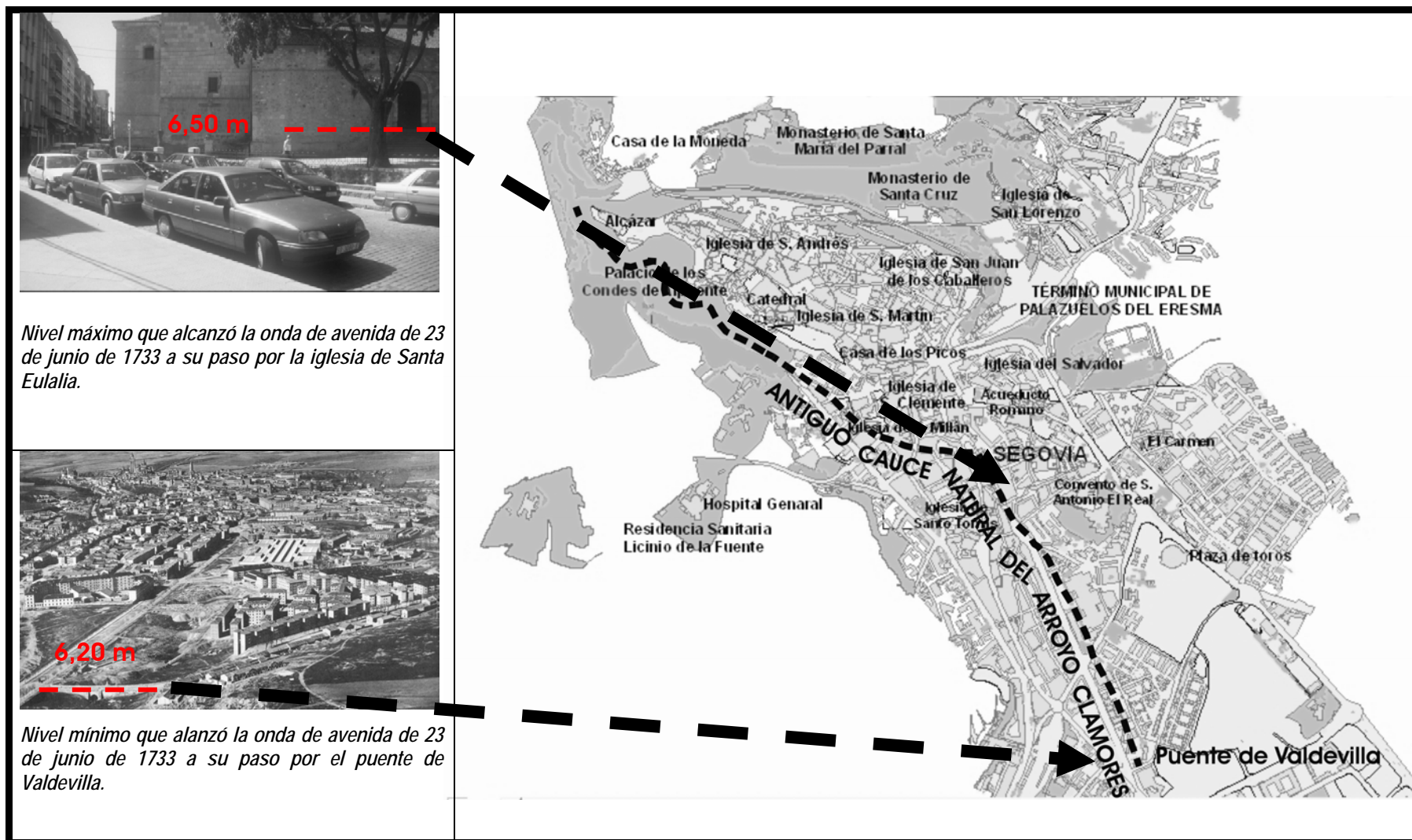


Figura 11.14. Niveles, contrastados documentalmente, que alcanzó la avenida de 23 de junio de 1733 en el puente de Valdevilla y en la iglesia de Santa Eulalia.

11.3.2. Simulación y calibración del proceso lluvia-escorrentía

La cuenca urbana que vierte a la estación depuradora de la ciudad de Segovia no coincide con el área drenante definida por la divisoria del antiguo arroyo Clamores. A esta planta depuradora llegan las aguas residuales y pluviales recogidas por: a) el colector de descabezamiento del arroyo Clamores; b) el colector del Tejadilla; c) el emisario para aguas residuales del polígono industrial de Hontoria; d) el colector los barrios de La Albuera y del Carmen; e) el interceptor del Eresma. El modelo de cuenca de cuenca se desagregó en 11 subcuencas y cuenta con una superficie de 13,7 km², de los que únicamente 5 corresponden a la cuenca del Clamores (*Figura 11.15*).

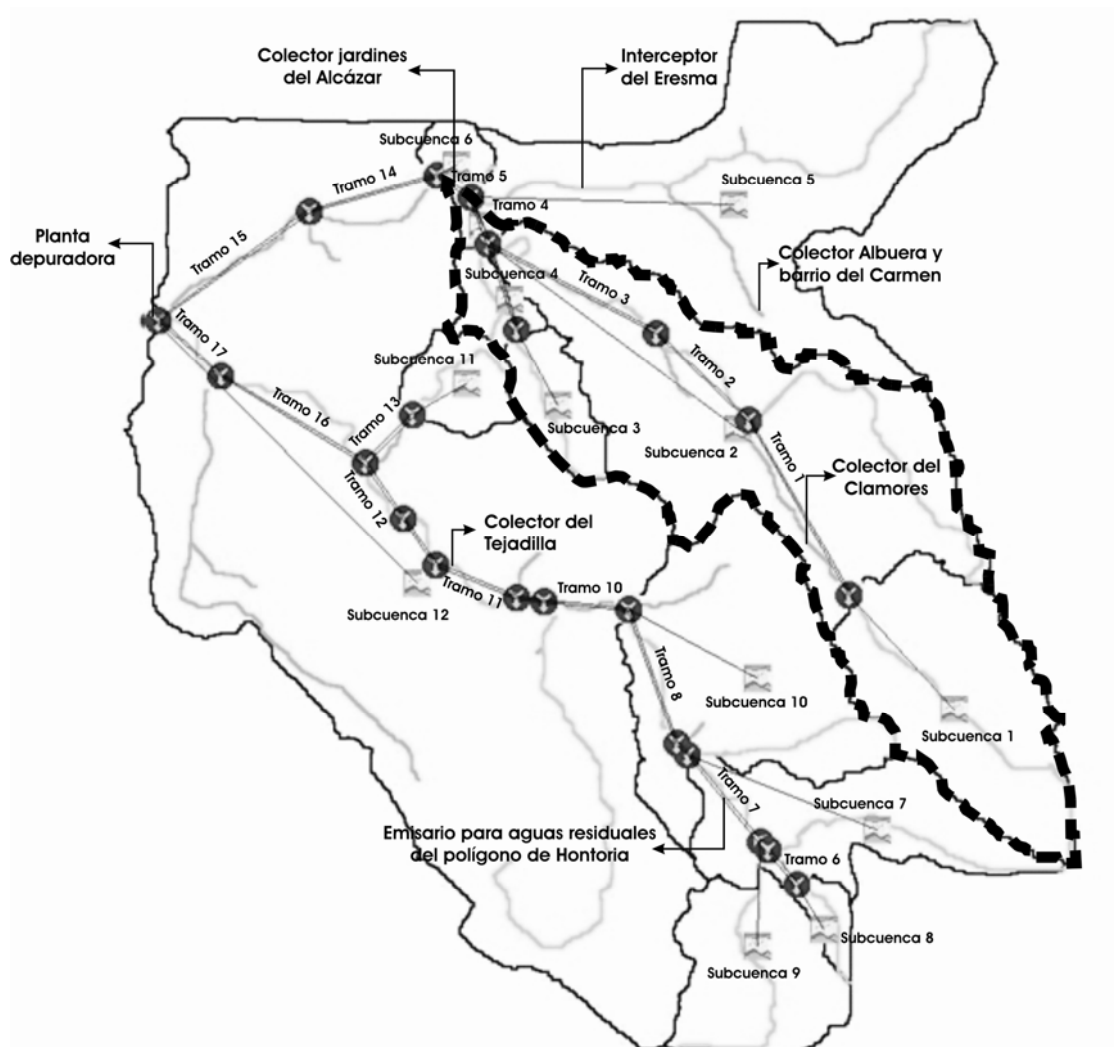


Figura 11.15. Modelo de cuenca urbana vertiente a la estación depuradora de la ciudad de Segovia. El trazo discontinuo muestra la divisoria de la cuenca del antiguo arroyo Clamores.

De todos los eventos de precipitación inicialmente disponibles, únicamente se pudo calibrar la respuesta hidrológica de la cuenca ante el chubasco que aconteció el 4-5 de junio de 2002, resultando en un ajuste razonable, tanto en la forma como en el momento en que tiene lugar la punta, entre los hidrogramas simulado y observado (*Figura 11.16 y Tabla 11.5*). En la *Tabla 11.6* y se recoge la variación en los parámetros: a) número de curva; b) abstracciones iniciales; c) tiempo de concentración; d) coeficiente de almacenamiento, como resultado del proceso de optimización de los ajustes.

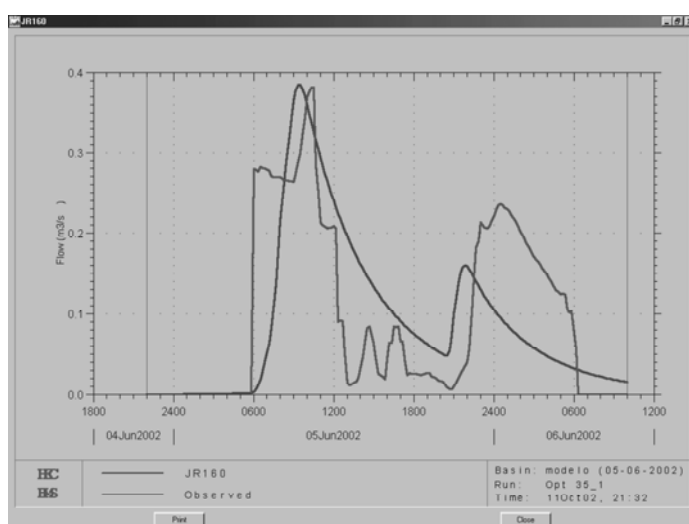


Figura 11.16. Ajuste entre los hidrogramas simulado y observado para el evento de 4-5 de junio de 2002.

Tabla 11.5. Tabla resumen relativa a la simulación y calibración del evento de 25 de octubre de 2005.

HIDROGRAMA SIMULADO	HIDROGRAMA OBSERVADO	ESTADÍSTICOS DE ERROR
Caudal punta (m³/s)	Caudal punta (m³/s)	Residuos Absolutos Medios (m³/s)
0,38	0,37	-0,01
Volumen Total (mm)	Volumen Total (mm)	Residuos Totales (mm)
5,1	4,85	-0,035
Volumen Total (hm³)	Volumen Total (hm³)	Residuos Totales (hm³)
0,070	0,066	-0,004
Tiempo de Punta (h)	Tiempo de Punta (h)	
9:30	10:40	

Tabla 11.6. Valores agregados de los parámetros ajustados del modelo (originales y calibrados), para las subcuencas que integran el modelo.

ID subcuenca	Número de curva ⁽¹⁾		Abstracciones iniciales ⁽¹⁾ (mm)		Tiempo de concentración (h)		Coeficiente de almacenamiento (h)	
	Original	Calibrado	Original	Calibrado	Original	Calibrado	Original	Calibrado
Subcuenca 1	72	<i>70,35</i>	19,00	<i>21,07</i>	1,24	<i>1,292</i>	0,74	<i>0,6302</i>
Subcuenca 2	80	<i>84,00</i>	12,00	<i>9,52</i>	1,70	<i>1,665</i>	1,02	<i>0,8160</i>
Subcuenca 3	82	<i>84,46</i>	11,00	<i>9,20</i>	0,82	<i>0,847</i>	0,49	<i>0,4459</i>
Subcuenca 4	61	<i>59,63</i>	32,00	<i>34,00</i>	0,51	<i>0,527</i>	0,31	<i>0,3105</i>
Subcuenca 5	71	<i>73,30</i>	20,00	<i>20,60</i>	1,10	<i>1,138</i>	0,66	<i>0,6482</i>
Subcuenca 6	63	<i>64,26</i>	29,00	<i>27,81</i>	0,34	<i>0,347</i>	0,20	<i>0,1816</i>
Subcuenca 7	78	<i>76,10</i>	14,00	<i>15,70</i>	1,36	<i>1,335</i>	0,82	<i>0,8695</i>
Subcuenca 8	77	<i>78,00</i>	15,00	<i>14,00</i>	0,37	<i>0,385</i>	0,22	<i>0,2351</i>
Subcuenca 9	66	<i>68,80</i>	26,00	<i>22,67</i>	0,95	<i>0,865</i>	0,57	<i>0,5134</i>
Subcuenca 10	73	<i>76,26</i>	18,00	<i>15,57</i>	0,97	<i>0,903</i>	0,58	<i>0,4924</i>
Subcuenca 11	66	<i>69,30</i>	25,75	<i>22,15</i>	0,38	<i>0,399</i>	0,10	<i>0,1052</i>
Subcuenca 12	67	<i>64,66</i>	25,00	<i>27,33</i>	1,54	<i>1,482</i>	0,92	<i>0,8501</i>

⁽¹⁾ los valores de los parámetros número de curva y abstracciones iniciales definen condiciones de humedad antecedente de tipo II (SCS, 1986).

11.3.3. Simulación hidrológico-hidráulica del evento más extremo acontecido

Las crónicas históricas existentes acerca de la gran crecida del Clamores proporcionan la siguiente información paleohidrológica: '*...ya venía por la dehesa tan crecido y pujante que vaciaba por la cima de la puente de Valdevilla.... Entro en el atrio de la iglesia de Santa Olalla lo rápido de su ira y por señal de su soberbia dejó algunos maderos de las casas deshechas, y como respetando lo sagrado de la iglesia, llegan a igualárseles las gradas del pórtico...*' (Marín, 1962).

El caudal punta estimado en el puente de Valdevilla, como consecuencia de la ocurrencia del evento de inundación de 23 de junio de 1723 es de $40 \text{ m}^3/\text{seg}$ (Figura 11.17). Sin embargo, para el mismo evento el caudal punta determinado en el entorno de la iglesia de Santa Eulalia es de $135 \text{ m}^3/\text{seg}$ (Figura 11.18). Estos valores son tomados como mínimo para desbordar el puente y máximo para alcanzar las cotas definidas por el evento del año 1723.

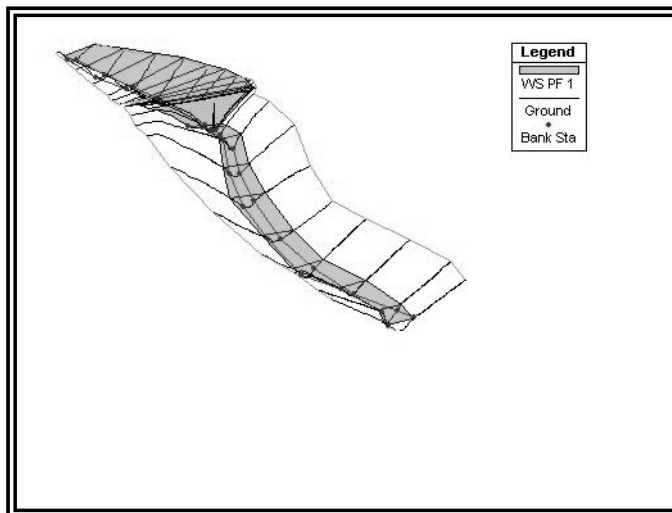


Figura 11.17. Bloque 3D en el que se muestra el puente de Valdevilla durante el evento de 23 de junio de 1723.

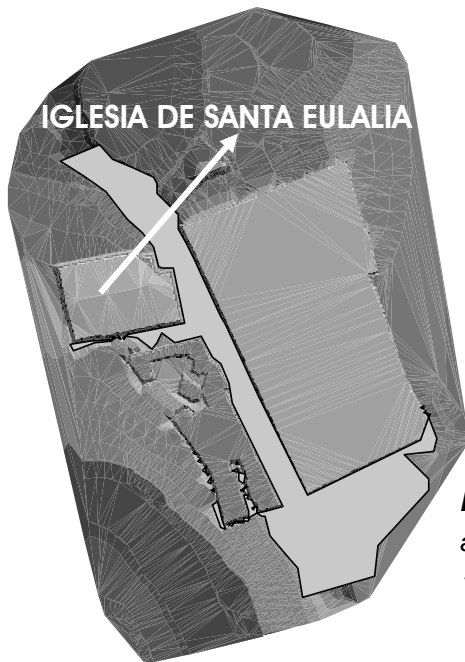


Figura 11.18. Modelo digital del terreno en el que se aproximan los efectos de la avenida de 23 de junio de 1733 en el entorno de la iglesia de Santa Eulalia.

La implementación del modelo hidrológico retrospectivo dio como resultado un hietograma de intensidad punta equivalente a 378 mm/hora (*Figura 11.19*). La elección del hietograma planteado, de duración equivalente al tiempo de concentración de la cuenca (1,45 h), representa la situación de lluvia más desfavorable.

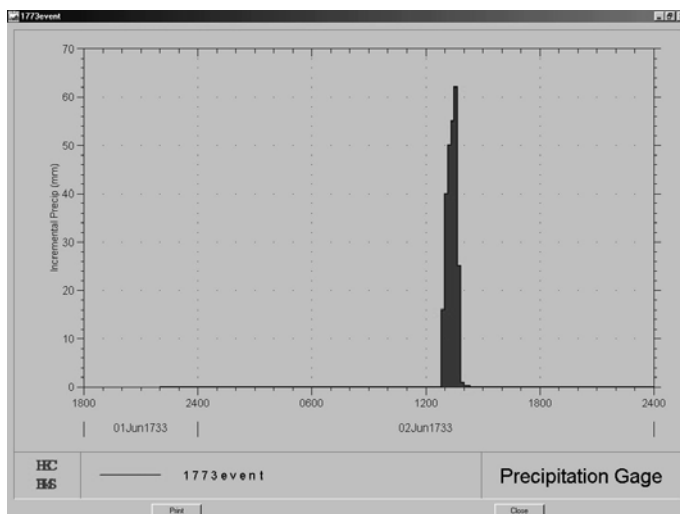


Figura 11.19. Hietograma más adverso de duración horaria definido para simular el evento de 23 de junio de 1733.

11.3.4. Simulación hidrológica actual y futura para el evento de precipitación más extremo acontecido

Si a día de hoy tuviera lugar un evento de precipitación similar al que desencadenó la avenida de 23 de junio de 1733, el caudal punta del hidrograma de crecida resultante se incrementaría en un 35% en relación al estimado para tal evento. De manera que se pasarían de 42,3 m³/seg, de caudal mínimo estimado, a 54,10 m³/seg (Figura 11.20). Igualmente, el desarrollo del plan general de ordenación urbana (PGOU) previsto para el sector Bonal, supondría un incremento del caudal punta del 12%, alcanzando un valor de 60,6 m³/seg (Figura 11.21).

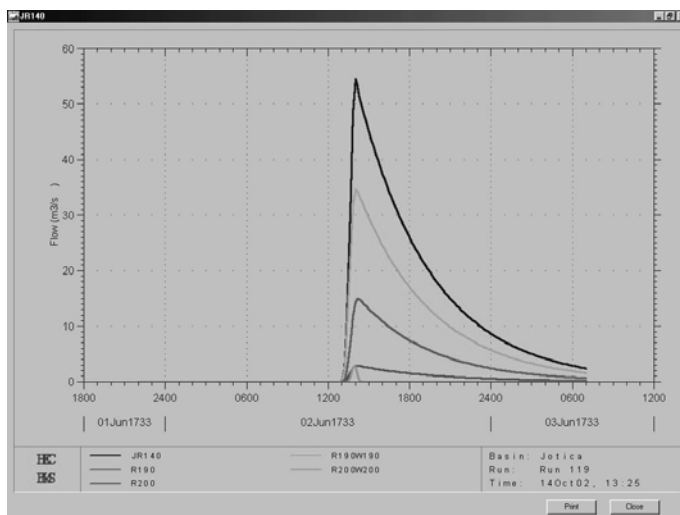


Figura 11.20. Hidrograma estimado para la situación actual, como resultado de un evento de tormenta similar al acontecido el 23 de junio de 1733.

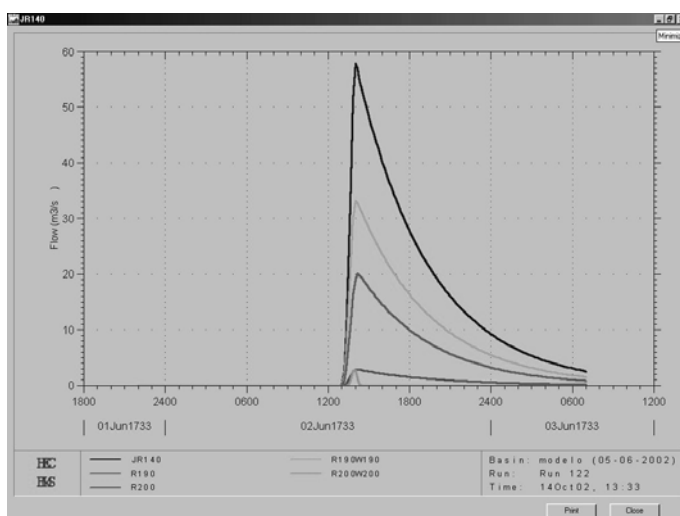


Figura 11.21. Hidrograma estimado para la situación de planeamiento futuro, como resultado de un evento de tormenta similar al acontecido el 23 de junio de 1733.

IV

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

12. DISCUSIÓN

12.1. REVISIÓN CRÍTICA DE TÉCNICAS Y RESULTADOS

12.1.1. EVALUACIÓN DE LA EROSIÓN HÍDRICA MEDIANTE TÉCNICAS DENDROGEOMORFOLÓGICAS

- 12.1.1.1. Determinación del primer año de exposición
- 12.1.1.2. Anomalías en el patrón de crecimiento de los anillos
- 12.1.1.3. Aplicación del principio de datación cruzada en raíces expuestas
- 12.1.1.4. Análisis estadístico
- 12.1.1.5. Magnitud de los resultados y su significado

12.1.2. EVALUACIÓN DE LA EROSIÓN HÍDRICA MEDIANTE COMBINACIÓN DE MÉTODOS DIRECTOS E INDIRECTOS

- 12.1.2.1. Análisis de los resultados
- 12.1.2.2. Limitaciones de aplicabilidad del modelo USLE/RUSLE
- 12.1.2.3. Limitaciones de aplicabilidad del modelo MUSLE

12.1.3. EVALUACIÓN DE LA ESTABILIDAD DE LADERAS NATURALES Y DE LA RESPUESTA HIDROLÓGICA ANTE LA OCURRENCIA DE EVENTOS EXTREMOS DE LLUVIA

- 12.1.3.1. Modelo hidrogeotécnico
- 12.1.3.2. Método hidráulico del calado crítico
- 12.1.3.3. Simulación y calibración del modelo hidrológico

12.1.4. EVALUACIÓN DE LA EVOLUCIÓN EN EL GRADO DE CALIDAD EDÁFICA DE UN SUELO RESTAURADO

*12.1.5. MODIFICACIÓN DE LA RESPUESTA HIDROLÓGICA DE UNA CUENCA COMO
RESULTADO DE LA ACCIÓN ANTRÓPICA*

12.1.5.1. Modelo hidrológico

12.1.5.2. Modelo hidrológico-hidráulico

12.1.5.3. Resultados obtenidos

12.2. DISCUSIÓN METODOLÓGICA GENERAL

12.2.1. MÉTODOS DE EVALUACIÓN DIRECTOS

12.2.2. MÉTODOS DE EVALUACIÓN INDIRECTOS

12.2.2.1. Representatividad espacial de los datos

12.2.2.2. Representatividad temporal de los datos

12.2.3. CONSIDERACIÓN DEL FACTOR ESCALA

*12.2.4. EVALUACIÓN DE LA FRECUENCIA CON LA QUE ACTÚAN LOS PROCESOS
GEOMORFOLÓGICOS ACTIVOS*

13. CONCLUSIONES

**13.1.ACERCA DE LAS TÉCNICAS UTILIZADAS Y DE LOS RESULTADOS
OBTENIDOS**

*13.1.1. EVALUACIÓN DE LA EROSIÓN HÍDRICA MEDIANTE TÉCNICAS
DENDROGEOMORFOLÓGICAS*

*13.1.2. EVALUACIÓN DE LA EROSIÓN HÍDRICA MEDIANTE COMBINACIÓN DE MÉTODOS
DIRECTOS E INDIRECTOS*

*13.1.3. EVALUACIÓN DE LA ESTABILIDAD DE LADERAS NATURALES Y DE LA RESPUESTA
HIDROLÓGICA ANTE LA OCURRENCIA DE EVENTOS EXTREMOS DE LLUVIA*

*13.1.4. ANÁLISIS DE LA EVOLUCIÓN EN E GRADO DE CALIDAD EDÁFICA Y SU RELACIÓN
CON LOS PROCESOS HIDROLÓGICOS*

*13.1.5. EVALUACIÓN DE LA MODIFICACIÓN EN LA RESPUESTA HIDROLÓGICA DE UNA
CUENCA POR CAMBIOS EN LOS USOS DEL SUELO*

13.2.CONCLUSIONES GENERALES Y APORTACIONES

13.2.1.CONCLUSIONES GENERALES

13.3.PRINCIPALES APORTACIONES

13.4.LÍNEAS FUTURAS DE INVESTIGACIÓN

12. DISCUSIÓN

12. DISCUSIÓN

12.1. REVISIÓN CRÍTICA DE TÉCNICAS Y RESULTADOS

12.1.1. Evaluación de la erosión hídrica mediante técnicas dendrogeomorfológicas

12.1.1.1. Determinación del primer año de exposición

El dato de la primera exposición de una raíz a las condiciones atmosféricas es esencial para obtener tasas exactas de rebajamiento. De esta manera, sólo si el tiempo en el que se produce la destrucción de la corteza de la parte superior de la raíz es muy próximo a su exposición, las conclusiones obtenidas en este trabajo son válidas. Este planteamiento podría valer para ambas localizaciones. Es preciso destacar que la muerte del tejido de la parte superior de las raíces expuestas se debe básicamente al pisoteo y a la acción del ganado, y no al hecho de la exposición en sí. En la Senda Schmidt la afluencia masiva y continuada de visitantes hace pensar que no transcurre mucho tiempo entre la primera exposición y la desaparición de la corteza. En Monterrubio se asume que el pastoreo intensivo implica que los animales descortezan las raíces tan pronto como éstas quedan expuestas (ver también Vandekerckhove *et al.*, 2001. p. 136-137).

El análisis de los cambios anatómicos que tienen lugar en las raíces como respuesta a la exposición, permite determinar de modo más preciso el primer año de exposición (Gärtner *et al.*, 2001). Además, conviene destacar que la definición del primer año de exposición sobre la base de este criterio experimenta una desviación de ± 1 a 3 años, en relación con la determinada mediante el criterio de cambio en el patrón morfológico (de concéntrico a excéntrico) al quedar la raíz expuesta. Este desfase temporal existente entre ambos métodos podría estar relacionado con un retraso en la pérdida de la corteza de la raíz, una vez ésta queda expuesta.

12.1.1.2. Anomalías en el patrón de crecimiento de los anillos

El método presenta un margen de error adicional, al no determinar la presencia de falsos anillos, o anillos ausentes. A este respecto, normalmente *Quercus ilex* muestra tanto falsos anillos como anillos ausentes y, como consecuencia, los

resultados obtenidos en esta especie presentan un mayor grado de incertidumbre. Esto sería debido al clima mediterráneo existente en el área de Monterrubbio, así como a las características de la madera de encina, que presenta tendencia a formar este tipo de anillos. Sin embargo, en la senda Schmidt no es previsible que los árboles de *Pinus sylvestris* desarrollen falsos anillos, o presenten anillos ausentes. De acuerdo con los datos de la estación pluviométrica de Navacerrada, que se encuentra colindante a la Senda, la precipitación media anual en esta zona es de 1400 mm. Asimismo, el área muestreada no está sometida a periodos de estiaje, pues en media todos los meses del año recogen precipitación significativa (Pérez Delgado, 2003). Estos datos sugieren que este sector del Guadarrama no está sujeto a periodos de sequía. Sin embargo, no siempre la formación de falsos anillos, o la presencia de anillos ausentes tienen una causa climática. Esto último es especialmente cierto en raíces.

Pinus sylvestris puede presentar anillos con un crecimiento anual discontinuo. Esta anomalía puede deberse: a) a un retraso, o a una deficiencia de hormonas de crecimiento, durante la fase temprana (*earlywood*) de desarrollo del anillo (Panshin & de Zeeuw, 1970); b) a la falta de humedad en el suelo; c) a la competencia por la luz y los nutrientes; d) a la reducción progresiva de la anchura de los anillos a medida que se incrementa la edad del árbol (Fritts, 1976), etc.

En ocasiones, la proximidad a la superficie del sustrato rocoso puede dar lugar a patrones anómalos en las series anuales de crecimiento (Grissino-Mayer, 2002). Esta circunstancia se da en la Senda Schmidt. De hecho, bien fragmentos de roca, o incluso el propio sustrato rocoso llega a aflorar en numerosas zonas.

12.1.1.3. Aplicación del principio de datación cruzada en raíces expuestas

De acuerdo con Fritts (1976), el desarrollo del principio de datación cruzada debería detectar, tanto los falsos anillos como los ausentes. Sin embargo, la aplicación en este estudio de esta técnica ha resultado ineficaz. Varios son los motivos que explican la falta de correlación significativa entre las series y, como consecuencia, entre cada una de éstas con la cronología maestra. Algunos son estadísticos. Así, por un lado, la utilización de una función *spline* de periodo 15 años puede enmascarar gran parte de la señal ambiental que determina el patrón de crecimiento de las series de anillos. Por el otro, la segmentación de las series en elementos inferiores a 30 años puede determinar bajos valores de correlación, o bien que éstos sean inverosímiles (Grissino-Mayer, 2001). Otros, como ocurre en

gran parte de la península Ibérica, tienen que ver con las características fisiográficas existentes, que determinan que los anillos no respondan de forma preferente a uno o varios factores limitantes. De hecho, los árboles no están en general en condiciones tan desfavorables. El crecimiento de los anillos es consecuencia de diversos factores, que pueden ser distintos en árboles próximos (Fernández & Manrique, 1997).

Igualmente, la datación cruzada de raíces muestra una serie de dificultades, que son inherentes a su estructura anatómica y morfológica (Krause & Eckstein, 1993). Por lo demás, la variabilidad en las medidas de anchura de los anillos no se explica por la actuación de un único factor limitante predominante como ocurre en dendroclimatología. Así, para el caso que nos ocupa son varios los factores limitantes, que pueden explicar un porcentaje de la varianza estadísticamente significativo de la variable 'anchura de los anillos'. Asimismo, algunos de estos factores presentan variabilidad espacial, por tanto, el peso de su influencia como factores limitantes es heterogéneo en las áreas de estudio. Así, el estrés mecánico asociado a pisoteo, ya sea por senderismo o sobrepastoreo, presenta distintos niveles de intensidad. De igual manera, la acción de la temperatura tampoco se puede considerar uniforme, aun a pesar de que el muestreo en cada zona se ha realizado en un nivel altitudinal más o menos uniforme. Así, la senda Schmidt, aunque a nivel general discurre en una ladera con orientación norte, sin embargo, presenta zonas donde la orientación preferente es de solana. Todo ello, dificulta el establecimiento de correlaciones estadísticamente significativas entre las series existentes de medidas de anchura de anillos; y como resultado, la sincronización (*cross-dating*) de éstos.

12.1.1.4. Análisis estadístico

La influencia de distintos factores ambientales en la variable erosión ha constituido el segundo conjunto de análisis y resultados. En la Senda Schmidt, el análisis de la varianza (ADEVA) realizado sobre la variable *log* 'tasa de erosión media', indica que el factor 'localización dentro de la senda' es el único que tiene influencia estadísticamente significativa sobre la variable dependiente. El análisis de comparación múltiple realizado indica que las tasas de erosión son significativamente superiores en los primeros ochocientos metros del camino, los más próximos al puerto de Navacerrada, lo que parece indicar que un porcentaje importante de los visitantes de la Senda realizan trayectos parciales a lo largo de la

misma a partir de ese punto. La sexta revisión forestal del pinar de Valsaín (TRAGSATEC, 2000) ofrece los datos de visitantes para la Senda Schmidt contenidos en la *Tabla 12.1*. Dichos datos son superiores a la capacidad normal anual medida obtenida por el método propuesto en la ‘quinta revisión’, presentando un déficit teórico que es diez veces inferior a la capacidad real.

Para el encinar de Monterrubio se determinó la existencia de correlación lineal inversa ($R^2 = 22\%$; p valor $< 0,05$), estadísticamente significativa, entre las variables *log* ‘tasa de erosión media’ y la ‘pendiente de la ladera’. Con todo, el resultado anterior no permite establecer conclusiones al respecto, debido a los siguientes factores: 1) el coeficiente de correlación es $-0,47$; 2) la variable dependiente únicamente explica el 22% de las tasas de erosión existentes; (3) sólo dieciocho de las 32 muestras tomadas en campo resultaron ser útiles para su análisis estadístico; (4) la tendencia de las encinas a formar falsos anillos.

Tabla 12.1. Datos de afluencia de visitantes al camino Schmidt: *dma*, día de máxima afluencia; *c*, vehículos contados en aparcamiento; *v*, vehículos utilizados por grupos; *m*, número de personas en grupos; *d*, personas que pasan (Bodoque et al., 2002).

	Número de visitantes
Máxima presencia en día de máxima afluencia (<i>dma</i>) $a = m \cdot (c/v) \quad a = m \cdot (2 \cdot d/v)$	393
Afluencia total estival en <i>dma</i> (12,00h - 17,00h) $atdma = 40 \cdot dma$	15.720
Afluencia total estival (12,00h -17,00h) $ate = (40+5) \cdot dma$	17.685
Afluencia total anual (12,00h -17,00h) $ata = (40+5+5) \cdot dma$	19.650
Afluencia total estival en <i>dma</i> , todo el día $ate = atdma / 0,8$	19.650
Afluencia total estival, todo el día $ate = ate / 0,8$	22.106
Afluencia total anual, todo el día $ata = ata / 0,8$	24.563

12.1.1.5. Magnitud de los resultados y su significado

El tratamiento estadístico de los datos ‘tiempo de exposición’ y ‘profundidad de rebajamiento’ ha permitido obtener, a un nivel de confianza del 95%, un intervalo de erosión media para la senda Schmidt de 1,7–2,6 mm/año (para un periodo de

101 años de exposición). En el caso concreto de Monterrubio, las conclusiones que se derivan del análisis dendrocronológico realizado en las muestras de *Quercus ilex* llevan asociadas una serie de incertidumbres, debido a su tendencia a formar falsos anillos, así como a la dificultad que presentan los anillos de encina a la hora de interpretar adecuadamente su patrón de crecimiento. Sin embargo, el intento de tratar de calibrar su utilización como bioindicador para determinar tasas de erosión, se justifica por el hecho de que la encina ocupa, tanto formando masas puras como mixtas (donde se mezcla con otras especies como el *Pinus halepensis*), una parte muy importante de la superficie forestal de la Península Ibérica (ICONA 1974, 1980). En todo caso y como aproximación a las tasas de erosión hídrica existentes, se ha estimado un intervalo que queda definido por los valores 1,1–1,8 mm/año (para un periodo de 42 años de exposición).

La transformación de los datos medios de erosión de mm/año a t/ha/año, mediante la consideración de la densidad media de los suelos erosionados ($1,7 \text{ t/m}^3$ en ambos casos), ha determinado para la Senda Schmidt unas tasas de erosión media muy superiores a las estimadas por el Mapa de Estados Erosivos de la Cuenca del Duero (López *et al.*, 1987): 29 – 44 t/ha/año para la Senda Schmidt, frente a 0-5 t/ha/año para el pinar de Valsaín (donde se sitúa la Senda). Aún más, para los últimos diez años de exposición, a un nivel de significación del 95%, las tasas se sitúan en un rango que va desde 102 t/ha/año a 170 t/ha/año. La explicación del incremento tan elevado de dichos valores se atribuye al uso recreativo intensivo en un espacio reducido. La compactación que produce el pisoteo disminuye la infiltración, aumentando el poder erosivo del impacto de las gotas de lluvia así como de la escorrentía superficial. Para Monterrubio, las tasas de erosión media estimada, a un nivel de confianza del 95%, se sitúan en un intervalo que va de 19 t/ha/año a 31 t/ha/año, frente a los 25-50 t/ha/año de su entorno (López *et al.*, 1987).

12.1.2. Evaluación de la erosión hídrica mediante combinación de métodos directos e indirectos

12.1.2.1. Análisis de los resultados

Los valores de erosión hídrica de la cuenca de Puente Alta son bajos. Así se constata cuando se comparan éstos con las medidas obtenidas para otras cuencas españolas en las que se han realizado estudios similares. De hecho, los resultados

de degradación específica obtenidos por el CEDEX (Avendaño *et al.*, 1995) para 23 embalses españoles oscilaban entre 18 y 964 t/km²/año, con una media de 300 t/km² · año. Desgraciadamente, ninguno de los 23 embalses mencionados está situado en Sistema Central, ni goza de características similares, y tampoco existen datos directos de tasas de erosión para la Sierra de Guadarrama, por lo que no existen posibilidades de contrastar los resultados obtenidos con localizaciones fisiográficas análogas.

La distribución espacial de la erosión potencial bruta, tal y como muestran las tasas obtenidas (ver apartado 8.3.2.1), parece ajustarse a las siguientes pautas:

- a) Las zonas cubiertas por masas forestales densas presentan una protección muy elevada ante la erosión hídrica. A pesar de tratarse en buena parte de un bosque con un porcentaje elevado de repoblación de coníferas (*Pinus sylvestris*), los Montes de Valsaín están considerados como ejemplo de buena gestión forestal y protección del suelo contra la erosión. Con todo, entre los impactos ambientales derivados de esta actividad está el incremento notable de la erosión hídrica, como resultado de la apertura de vías en laderas, cuya utilidad es el acarreo de troncos hasta áreas donde puedan acceder los vehículos de recogida (*Fotografías 12.1 y 12.2*).



Fotografía 12.1. Pila de troncos lista para ser transportada. Pinar de la Acebeda.



Fotografía 12.2. Vía de acarreo de troncos. Pinar de la Acebeda.

- b) Las zonas de pastizal también presentan valores muy bajos de erosión potencial. En este sentido, hay que considerar que el bosque de coníferas conserva bastante intacto el sotobosque de vegetación autóctona (correspondiente a formaciones de robledales). Por ello, cuando se crean

rodiales de pastizal, éstos se componen de un estrato herbáceo altamente protector, por ser muy denso y estar compuesto por un elevado número de especies (*Fotografía 12.3*).



Fotografía 12.3. Pastizal en la cuenca vertiente al embalse de Revenga.

- c) Las zonas de matorral y arbolado disperso presentan valores de erosión potencial que, si bien no son demasiado elevados en una valoración global, son altos. En este caso, a juzgar por las observaciones realizadas en campo, la causa puede deberse al sobrepastoreo (*Fotografía 12.4*).



Fotografía 12.4. Área de matorral y arbolado disperso en la cuenca vertiente al embalse de Revenga.

- d) Las zonas sin cubierta vegetal, o con cubierta vegetal muy discontinua, presentan los mayores valores de erosión potencial. En gran medida corresponden a los canchales o pedreras, formados por derrubios y grandes bloques de gneises, con una matriz de grava y arena, que en casos puede llegar a actuar como soporte; es esta matriz la que puede ser movilizadada por la erosión hídrica. Sin embargo, la coexistencia de otros procesos en estas zonas (corrientes de derrubios, solifluxión, reptación, etc.) hace aconsejable analizarlas más detenidamente para ver el grado de ajuste entre la erosión potencial y la erosión real (Fotografía 12.5).



Fotografía 12.5. Canchales en la cabecera de la cuenca vertiente al embalse de Puente Alta.

12.1.2.2. Limitaciones de aplicabilidad del modelo USLE/RUSLE

Las tasas de erosión hídrica estimadas mediante la implementación de la USLE/RUSLE, hacen referencia a pérdidas de suelo debidas a erosión laminar y/o erosión en 'surcos' o 'regueros'. Asimismo, su uso está necesariamente limitado a aquellas áreas de la cuenca en las que actúa el proceso de erosión hídrica, no siendo aplicable a las zonas donde hay sedimentación (Renard *et al.*, 1991). Por tanto, este método no es válido para determinar tasas de degradación específica, o la erosión existente en canales efímeros (*gullies*). Igualmente, no es aplicable en laderas con pendientes superiores al 47% (25°), dado que en éstas el suelo movilizadado es básicamente resultado de la actuación de procesos de tipo gravitacional (Shi *et al.*, 2004).

Una fuente potencial de error derivada del uso de este método viene dada por la selección de los valores que caracterizan cada uno de los factores que integran la RUSLE, aspecto éste que introduce cierta incertidumbre a la hora de definir los parámetros (Risse *et al.*, 1993). Así, los valores utilizados para caracterizar los factores *C* y *R* representan medidas medias anuales que establecen en qué medida los usos del suelo, o la erosividad de la lluvia, determinan las tasas de erosión hídrica existentes. Sin embargo, de este modo no se tiene en cuenta cómo los diferentes estadios de crecimiento de las plantas contribuyen a la erosión (Boellstorf & Benito, 2005). Además, el método no considera la afección que podría ocasionar la ocurrencia de eventos extremos de precipitación, cuya actuación en un año dado puede ser la responsable de un porcentaje altamente significativo de la erosión hídrica existente en la cuenca.

A pesar de todo ello, el estudio de este caso demuestra que el uso de la RUSLE es una herramienta útil, en especial para localizar las áreas de alto riesgo que requieran de la adopción de medidas, con el fin de reducir las tasas de erosión hasta un nivel que sea tolerable para mantener adecuadamente los ecosistemas presentes, o la sostenibilidad económica de la actividad forestal existente.

12.1.2.3. Limitaciones de aplicabilidad del modelo MUSLE

En lo referente a las tasas de degradación específica estimadas en la cuenca que drena al embalse de Puente Alta, la obtención de predicciones fiables depende de la adecuación de la información disponible a la estructura del modelo MUSLE. Así, la aplicación de este método requiere de la estimación del caudal punta resultado de la ocurrencia de cada evento de tormenta. Al no estar aforada la cuenca objeto de este estudio, las tasas de degradación específica presentan cierto grado de incertidumbre, dado que no fue posible llevar a cabo la calibración y validación del modelo. De hecho, las estimaciones de degradación específica están sobreestimadas en torno a un 20%, en comparación con las obtenidas a partir de la medida de aterramiento del embalse de Puente Alta. Esta diferencia puede también ser debida al uso de valores agregados para caracterizar los factores que definen el modelo. Ello es debido a que este tipo de configuración no describe adecuadamente los procesos de transporte existentes en la cuenca (Chen & Scoot Mackay, 2004).

Por otro lado, la determinación de los volúmenes de escorrentía mediante el método del número de curva incorpora un valor añadido de error. Este método

asume que la escorrentía superficial se forma cuando se supera un valor umbral de precipitación (abstracciones iniciales). Sobre la base de esta hipótesis, la escorrentía va a seguir un planteamiento conceptual de tipo hortoniano (Horton, 1933). Sin embargo, en cuencas como la que nos ocupa, con una cobertura vegetal densa y suelos relativamente permeables, previsiblemente las tasas de infiltración van a ser moderadas. Como consecuencia, una parte de la lluvia se infiltra, saturando las partes bajas de la ladera que, a su vez, pueden exfiltrar generando flujo surgente por saturación (Dunne & Leopold, 1978).

Finalmente, debe destacarse la utilidad de los sistemas de información geográfica para la implementación de modelos empíricos como la RUSLE y la MUSLE, en tanto permiten integrar una gran cantidad de datos espaciales, así como extraer información acerca de características físicas de una cuenca. Éste es el caso de la pendiente, o de las zonas de circulación preferente de la escorrentía, parámetros éstos a partir de los cuales se puede obtener el factor LS . Asimismo, constituyen una herramienta con la que se puede evaluar la influencia o variación espacial de cada uno de los factores que definen el modelo, permitiendo caracterizar el comportamiento de la cuenca frente a la erosión hídrica. Es decir, se puede establecer la distribución espacial de la erosión y, en consecuencia, definir aquellas zonas que son la fuente principal de sedimentos en la cuenca.

12.1.3. Evaluación de la estabilidad de laderas naturales y de la respuesta hidrológica ante la ocurrencia de eventos extremos de lluvia

12.1.3.1. Modelo hidrogeotécnico

El método hidrológico-geotécnico desarrollado se fundamenta en la integración de un modelo hidrológico con un análisis de estabilidad en equilibrio límite basado en el concepto de ladera infinita. El modelo hidrológico asume que el agua se infiltra hasta alcanzar un nivel de menor permeabilidad (generalmente el sustrato rocoso). Seguidamente, el agua se mueve a favor de un gradiente hidráulico, que es equivalente a la pendiente topográfica. El patrón de variabilidad espacial de la humedad en el suelo, o distribución espacial de las presiones de poro, se estima sobre la base del análisis de: a) el área contribuyente; b) la transmisividad; c) la pendiente local. Por último, mediante la combinación del modelo hidrológico con el análisis de estabilidad en ladera infinita, se obtienen los valores de lluvia umbral

necesarios para desencadenar deslizamientos superficiales (*shallow slides*, menores de 2 m de profundidad).

El modelo requiere para su aplicación del cumplimiento de una serie de hipótesis. Así, la intensidad de la lluvia es siempre inferior a la capacidad de infiltración que posee el suelo. Como resultado, la escorrentía generada en las laderas es siempre del tipo subsuperficial o hipodérmico. Igualmente, asume condiciones de estacionaridad para el régimen hidráulico de la escorrentía, es decir, para un punto dado la totalidad del área que drena al mismo contribuye de modo efectivo al caudal existente en dicho punto. Finalmente, en lo que hace referencia a los parámetros resistentes del suelo (cohesión, ángulo de fricción interna) el modelo supone que la masa de suelo objeto de análisis carece de cohesión.

La existencia en mayor o menor grado de escorrentía subsuperficial en cuencas de montaña es un hecho generalmente aceptado por la comunidad científica (Holko & Lepistö, 1997). Para que este tipo de escorrentía sea el componente que infiera más peso a la hora de explicar la respuesta hidrológica de una cuenca, se tienen que dar las condiciones que siguen (Beven, 1981): a) presencia de suelos de alta permeabilidad; b) pendientes elevadas, que determinen la existencia de un gradiente hidráulico importante. En relación con el primer factor, los análisis granulométricos realizados (*ver Tabla 9.1*), determinan clases texturales que van de franco-arenosa a arenosa-franca. De acuerdo con Rawls *et al.* (1982), éstas definen elevadas conductividades hidráulicas. Por otro lado, la cuenca del arroyo Cabrera presenta pendientes medias del 50% en cabecera, que se ven incrementadas en las laderas de vaguadas y gargantas, llegando a extremos del 100%, mientras que en el conjunto de la cuenca la pendiente media es del 36,40 %. Como resultado de esta configuración morfométrica, es previsible la existencia de alturas piezométricas entre puntos que definan altos gradientes hidráulicos.

La incorporación al modelo hidrológico de la hipótesis de estacionaridad (O'Loughlin, 1986), implica que el caudal de escorrentía subsuperficial existente en un punto es equivalente a la medida de área específica estimada para el mismo. Sin embargo, esta hipótesis no siempre se cumple. Así, la baja velocidad con la que fluye la escorrentía subsuperficial, determina que con frecuencia un punto dado de la ladera únicamente va a recibir agua de un porcentaje de su área contribuyente total. De hecho, numerosos autores consideran poco realista utilizar la hipótesis de estacionaridad para caracterizar numerosas situaciones climáticas (Barling *et al.*, 1994; Freer *et al.*, 1997). Igualmente, de la comparación entre

medidas de niveles freáticos con los valores de área específica, se suelen derivar resultados inconsistentes. Así, diversos expertos en la materia (Barling *et al.*, 1994; Ostendorf & Manderscheid, 1997; Woods *et al.*, 1997) han demostrado que no existe correlación estadísticamente significativa, especialmente durante periodos secos, entre la variabilidad espacial de la humedad en el suelo y la distribución espacial que sigue el factor 'área contribuyente específica en una cuenca'. Esta falta de correlación también podría explicarse si: a) hay disimilitud entre la topografía del sustrato rocoso y la topografía en superficie; b) la masa de suelo recibe aportes de flujo desde el sustrato rocoso infrayacente; c) se dan procesos tipo sufusión o *piping*. A este respecto, el uso de índices topográficos dinámicos, en lugar del índice topográfico estático (área contribuyente específica), podría mejorar la predicción del patrón de variabilidad espacial de la humedad en el suelo (Barling *et al.*, 1994; Hemanatha & Willgoose, 1996).

Para el caso que nos ocupa, se dio por buena la hipótesis de estacionaridad. Durante los meses de noviembre y diciembre de 1997, la precipitación acumulada en la vertiente septentrional de la sierra del Valle fue de unos 800 mm (817,7 mm en la estación pluviométrica de Serranillos). Además, la semana anterior al evento se habían producido precipitaciones en forma de nieve, a las que sucedió un periodo de temperaturas elevadas (para fechas invernales) y lluvias acompañadas de vientos con componente SO, lo que provocó la rápida fusión de la fina pero extensa cobertura nival, suponiendo un aporte adicional de agua (Díez, 2001). La duración del periodo de lluvia antecedente al evento desencadenante, así como el volumen total de precipitación caído en ese periodo, permiten sostener que cuando aconteció el evento de lluvia desencadenante se cumplía tal hipótesis. Igualmente, si se aplica la formulación propuesta por Barling *et al.* (1994), se obtiene que para el punto donde se inició la rotura son necesarios 35 días para que se den condiciones de régimen hidráulico estacionario.

El análisis de estabilidad en ladera infinita desarrollado (Montgomery & Dietrich, 1994), considera un suelo (manto de alteración, coluvión.....) carente de cohesión. La asunción de esta simplificación restó fiabilidad a los resultados derivados de la implementación del modelo. Aunque este tipo de suelos poseen una cohesión intrínseca próxima a cero, sin embargo, la acción de las raíces aumenta la cohesión del material, al proporcionar al suelo una cohesión aparente que incrementa el factor de seguridad de la ladera (Sidle, 1992). Si bien este parámetro es cuantificable (Endo & Tsuruta, 1969; Burrough & Thomas, 1977; Gray & Megahan, 1981), su determinación no siempre es asumible, debido a (Montgomery

& Dietrich, 1994): a) la alta variabilidad espacio-temporal que presenta este parámetro; b) los importantes requerimientos de información asociados a la implementación de las técnicas existentes (teledetección, análisis de tipos de cubierta vegetal...). Asimismo, el método asume que todas las fuerzas actuantes en una ladera infinita, varían únicamente en la dirección normal al gradiente topográfico. Como consecuencia, este análisis no sería aplicable si la escorrentía subsuperficial existente en la cuenca del arroyo Cabrera generara fuerzas de filtración con componentes diferentes a la normal de la pendiente (Borga *et al.*, 2002).

Una limitación adicional de este método es que no define el hietograma asociado a la precipitación umbral desencadenante. Así, para dos eventos de lluvia acontecidos en una misma área y con igual periodo de retorno, pero distinta duración, la distribución de intensidades de cada uno de ellos será diferente, dado que la intensidad de un chubasco es inversamente proporcional a su duración. Como resultado, para dos tormentas de igual periodo de recurrencia, en función de cuál sea la relación intensidad-duración existente, puede darse el caso que uno de los eventos desencadene movimientos en masa y el otro no.

12.1.3.2. Método hidráulico del calado crítico

Cuando se lleva a cabo la caracterización de una avenida de derrubios, conviene descomponer los caudales punta estimados en dos componentes: a) carga sólida; b) flujo de 'aguas claras'. Los motivos son dos. Por un lado, una vez abordada la evaluación de los riesgos derivados de la ocurrencia de una avenida de derrubios, la conclusión principal que debiera obtenerse es que las áreas afectadas van a ser mayores que las que hubieran resultado ser si la onda de avenida hubiera sido únicamente consecuencia de un flujo de 'aguas claras'. Así, si se considera igual precipitación desencadenante, la altura de lámina que define una avenida de derrubios es muy superior a la que determinaría una avenida convencional. Por el otro, si se implementa un modelo hidrológico retrospectivo al objeto de estimar la precipitación umbral desencadenante, únicamente se debería hacer uso del caudal punta definido por el flujo de 'aguas claras'. De hecho, si se tiene en cuenta el caudal punta total, los volúmenes de precipitación que se van a obtener van a estar sobredimensionados en varios órdenes de magnitud. Hasta tal punto es así, que para generar caudales punta iguales a los estimados en el arroyo Cabrera, mediante el método del calado crítico, sería necesaria la actuación de un evento

de precipitación que definiera una cantidad total de lluvia de 6.000 mm en 24 horas. Sin embargo, de la ocurrencia de un evento de lluvia de volumen igual a 154 mm en idéntico lapso temporal, se derivaría un caudal de aguas claras en la punta del caudal total resultado de la avenida relámpago acontecida el 18 de diciembre de 1997.

La determinación del caudal punta mediante el uso de técnicas paleohidráulicas lleva asociada una serie de incertidumbres que están relacionadas con (Jarret & Malde, 1987): a) la elección de los coeficientes de rugosidad; b) la modificación de la geometría del canal; c) la representatividad de los indicadores de 'paleoestado' utilizados, o niveles de agua alcanzados.

Con frecuencia, la selección de los coeficientes de rugosidad no es una tarea sencilla, ya que durante un episodio de avenida relámpago gran parte de la vegetación riparia existente en el cauce, así como en su área de influencia, se pierde; incluso antes de que se alcance el caudal punta del hidrograma (Matthai, 1969; McCain *et al.*, 1979; Phillips & Ingersoll, 1998). Con todo, en canales de alta pendiente ($>0,002$ m/m) se dan secciones donde el flujo va a crítico (Jarret, 1987), tal como se constató en el arroyo Cabrera (*ver Figuras 9.9, 9.10 y 9.11*). Bajo esta circunstancia, puede obviarse la incertidumbre asociada a la selección de los coeficientes de Manning, dado que el caudal punta se puede determinar aplicando el método del calado-crítico, que únicamente depende de las características geométricas de la sección (Alcoverro *et al.*, 1999). En lo que hace referencia a la segunda fuente de incertidumbre (modificación en la geometría del canal), ésta fue minimizada al considerarse únicamente secciones en las que el lecho es rocoso. Finalmente, de acuerdo con Kochel & Baker (1982), NRC (1988), y Baker *et al.* (1988), la altura máxima de lámina de agua inferida para un evento dado mediante indicadores de paleoestado es inferior a la que en realidad define la onda de avenida. Como resultado, los caudales punta estimados para el evento del 18 de diciembre de 1997 posiblemente estén infravalorados. A este respecto, la consideración de marcas de aguas altas, entendiendo por tales los flotantes (restos acumulados de vegetación), o las líneas de barro en muros, puentes..., optimiza la aproximación del calado que debe darse cuando se alcanza el caudal punta para un evento dado. No obstante, para el caso que nos ocupa no fue posible hacer uso de este tipo de indicadores, al no encontrarse éstos en las secciones donde se constató existencia de flujo crítico, por haber transcurrido varios años desde el evento.

12.1.3.3. Simulación y calibración del modelo hidrológico

Desde un punto de vista hidrológico, la cuenca del arroyo Cabrera es una de las mejor monitorizadas del Sistema Central Español. Este hecho permitirá en un futuro próximo conocer el comportamiento hidrológico de cuencas que, como ésta, presentan una elevada susceptibilidad a la ocurrencia de avenidas relámpago, con un potencial destructivo importante, tal y como se constató en Biescas el 6 de agosto de 1996 (Benito *et al.*, 1998; Alcoverro *et al.*, 1999), o en el propio arroyo Cabrera en diciembre de 1997 (Díez, 2001). Con todo, los datos de lluvia y aforos registrados hasta la fecha en la cuenca deben ser analizados con enorme prudencia, pues la instrumentación instalada está sometida a múltiples contingencias que pueden falsear la información y, como resultado de ello, llevar a realizar planteamientos y asumir conclusiones que nada tienen que ver con la realidad (*Fotografía 12.6, Figura 12.1*).

La estimación del volumen de escorrentía superficial mediante el método del número de curva presenta dos grandes ventajas, que hacen de este modelo el más utilizado a la hora de estimar este factor. Así, con la determinación para un área dada del número de curva, se puede definir qué fracción de la cantidad total de lluvia de un evento se infiltra y, por tanto, valorar cuál es el volumen de escorrentía superficial generado. Igualmente, la implementación del método es muy rentable, tanto desde un punto de vista económico como temporal, dado que el número de curva se infiere a partir de cartografías digitales de bajo coste (vegetación-usos del suelo y clases agrológicas), que hoy día cubren gran parte de la geografía española. Con todo, la aplicación del método del número de curva lleva asociada una serie de limitaciones, que introducen un nivel de incertidumbre en los resultados que se obtienen una vez el modelo hidrológico ha sido implementado. Así, este método simula condiciones medias, por lo que es útil para diseñar, por ejemplo, estructuras hidráulicas. Sin embargo, cuando se evalúa la respuesta hidrológica de una cuenca ante un evento extremo de lluvia, la fiabilidad del método disminuye, dado que éste no considera la duración del chubasco ni tampoco su intensidad; de hecho, se ha demostrado que el parámetro umbral de escorrentía, P_0 , depende de la intensidad del evento de lluvia (Díez, 2001). Igualmente, únicamente cuantifica la escorrentía superficial, por tanto su uso no es válido cuando la escorrentía se genera por un mecanismo de exceso de saturación en laderas, el cual es de especial importancia en áreas de montaña. Asimismo, en este tipo de cuencas el método no simula la escorrentía generada como

consecuencia de la fusión del manto nival, o la que se forma sobre suelos helados. Dadas las limitaciones que presenta la implementación del modelo en estas cuencas, convendría contrastar los resultados obtenidos con el método de Green & Ampt (USDA, 1986), que a diferencia del método empírico del número de curva, presenta una formulación teórica basada en propiedades físicas del suelo (porosidad, conductividad hidráulica, succión...) fácilmente estimables a partir de la textura que presente el suelo (Rawls *et al.*, 1982).



Fotografía 12.6. Pluviómetro obturado debido a deposiciones de aves.

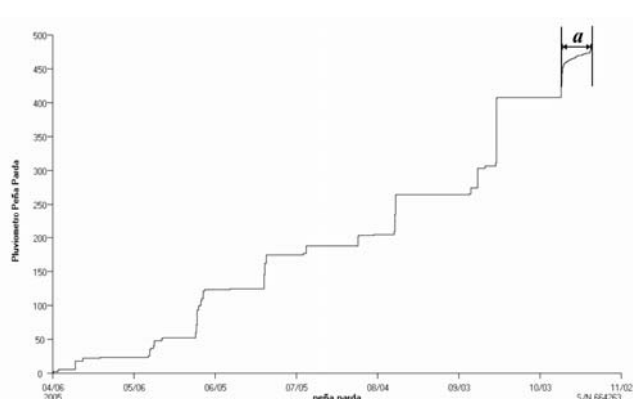


Figura 12.1. Registro de lluvia almacenado por el pluviómetro de Peña Parda entre el 6 de abril de 2005 y el 2 de noviembre de 2005. Obsérvese como en el tramo 'a' del pluviograma la intensidad de éste se reduce notablemente, como resultado del efecto recogido en la Fotografía 12.6.

La implementación del método del hidrograma unitario de Clark para determinar el hidrograma de crecida resultado de la ocurrencia de un evento de lluvia dado, lleva asociada una serie de incertidumbres relacionadas con las hipótesis asumidas por el modelo. Así, el método considera la interacción entre lluvia y escorrentía en una cuenca, considerando ésta como un sistema agregado y lineal. Igualmente, asume uniformidad en relación a cómo se distribuye la lluvia, así como que el hidrograma es único para una cuenca dada e invariante en el tiempo (Chow *et al.*, 1988). Generalmente, en condiciones naturales dichas suposiciones no se satisfacen adecuadamente, lo que conlleva ciertos desajustes entre los hidrogramas simulado y observado que, sin embargo, a efectos prácticos suelen ser asumibles. Sin embargo, en algunos casos no puede desarrollarse el modelo, dado que una o

varias hipótesis no se satisfacen ni siquiera en modo aproximado. Por ejemplo, se considera que el método no es inaplicable cuando la escorrentía se genera como consecuencia de la fusión del manto nival, y esta circunstancia se da con cierta frecuencia en cuencas como la del arroyo Cabrera.

Por otro lado, la elevada desagregación a la que fue sometida la cuenca —se definieron 26 subcuencas para una cuenca de poco más de 15 km²—, en buena medida queda justificada, dado que de este modo se cumple con uno de los principios de la teoría del hidrograma unitario: *“La lluvia neta se distribuye uniformemente en el conjunto de la cuenca”* (Chow *et al.*, 1988). A este respecto, téngase en cuenta la alta variabilidad espacio-temporal que presentan los eventos de lluvia convectiva u orográfica convectiva en cuencas de montaña.

Además, hay que destacar que la metodología del hidrograma unitario produce hidrogramas de crecida que únicamente son resultado de la formación de escorrentía superficial. Por tanto, este método no tiene en cuenta el desarrollo de otros procesos de generación de escorrentía como, por ejemplo, el que se deriva por exceso de saturación de una ladera. Este proceso tiene especial importancia en cuencas de montaña, aunque en este caso particular de rápida incorporación a la fase superficial.

El proceso de calibración automática desarrollado se ha visto dificultado por la actuación simultánea de varias circunstancias desfavorables. La primera y más evidente tiene que ver con la no disponibilidad de un número estadísticamente significativo de eventos de lluvia que hayan generado respuesta hidrológica en la cuenca. De resultas de este hecho, los valores asignados a cada uno de los parámetros deben considerarse como una primera aproximación, pero en ningún caso debe hablarse de modelo hidrológico calibrado y mucho menos de validación del modelo.

Por otro lado, la calibración automática del modelo requiere de ordenadores con una capacidad de procesamiento importante, dado que se trata de un proceso iterativo. Para el caso que nos ocupa, el alto número de subcuencas en que fue desagregada la cuenca, así como el elevado número de parámetros considerados, obligó a realizar la calibración automática parámetro a parámetro. Este aspecto supone una limitación importante, pues no se ha considerado la interacción existente entre los parámetros que, por otro lado, explica la respuesta hidrológica

de la cuenca. A este respecto, el número de parámetros a calibrar se podría haber reducido si previamente a la calibración del modelo se hubiera realizado un análisis de sensibilidad, el cual permite establecer qué parámetros determinan en mayor medida la respuesta hidrológica de la cuenca. No obstante, para llevar a cabo tal análisis se deben considerar simultáneamente todos los parámetros que integran el modelo.

Como paso previo a la simulación, calibración y validación del modelo hidrológico, se debe tener un profundo conocimiento fisiográfico de la cuenca, así como del funcionamiento hidrológico de ésta. En caso contrario, la calibración automática del modelo producirá valores para los parámetros de éste que, aunque optimizan el ajuste entre los hidrogramas simulado y observado, sin embargo, con frecuencia algunos de ellos no simulan adecuadamente el proceso físico que tratan de caracterizar, llegando incluso a definir valores absurdos. Igualmente, aunque los parámetros estén definidos por valores que queden dentro de los rangos teóricos, sin embargo, es probable que el modelo calibrado no pueda ser validado en eventos sucesivos. Por último, antes de proceder a la calibración del modelo debe decidirse cuál es el fin de ésta, ya que los resultados que se obtengan tras la calibración van a ser diferentes en función de cuál sea la función objetivo utilizada.

12.1.4. Evaluación de la evolución en el grado de calidad edáfica de un suelo restaurado

Los datos procedentes de las medidas de las agujas de erosión son contradictorios. En la parcela vallada se registra una variación microtopográfica 'negativa' (rebajamiento), mientras que en la parcela sin vallar se obtienen valores positivos ('acreción'). La interpretación realizada a partir de estos datos tiene más que ver con la influencia de la vegetación sobre los procesos de helada en el suelo que con la erosión hídrica. A este respecto, en la parcela vallada, con mayor cubierta vegetal, la acción de la helada es menos intensa, mientras que en la parcela sin vallar, con menos vegetación, la acción de las heladas es mucho más intensa, y por eso se observa un ligero hinchamiento del suelo. El hecho de que sólo existan tres años de datos hace que éstos deban tomarse con muchísima cautela, y que no se pueda interpretar mucho más. Lo único significativo aquí es el tipo de gráficos que se esperan obtener en el futuro.

En relación con la mejora de la calidad edáfica, el análisis estadístico realizado para tal fin permite aventurar que los procesos de formación y evolución del suelo están teniendo lugar en la superficie rehabilitada y, por tanto, que la calidad actual del suelo es mayor que la que éste presentaba en 1995. No obstante, teniendo en cuenta que los objetivos de esta restauración estaban planteados a largo plazo, aún es un poco prematuro especificar conclusiones claras, y estos primeros resultados deben tomarse con cautela.

Respecto a la recuperación de la dinámica hidrológica de la ladera, no se puede establecer un juicio concluyente, ya que únicamente el fósforo asimilable (P_2O_5), presenta una variación positiva (gradiente) a favor de la pendiente. No obstante, el hecho de que en 1995 las propiedades edáficas se distribuyeran homogéneamente en la superficie rehabilitada (Martín-Duque *et al.*, 1998), y que alguna de esas propiedades muestre hoy gradientes según la pendiente, permite aventurar que existe una tendencia a la recuperación de la dinámica hidrológica de la ladera. Esa tendencia es similar a la del entorno de la superficie rehabilitada (procesos de lavado en zonas superiores de las laderas, y de acumulación en las inferiores).

12.1.5. Modificación de la respuesta hidrológica de una cuenca como resultado de la acción antrópica

El esquema metodológico desarrollado, condicionado en su totalidad por la información disponible, obliga a hacer algunas aclaraciones acerca del grado de bondad de los resultados obtenidos.

12.1.5.1. Modelo hidrológico

El modelo hidrológico aplicado permite aproximar la respuesta hidrológica del arroyo Clamores, aunque en sentido estricto únicamente es válido para conocer el comportamiento de la cuenca ante el evento que tuvo lugar entre los días 4 y 5 de junio de 2002 que, por otro lado, fue el único que se utilizó en la calibración del modelo. El reducido número de eventos disponible se debe al pequeño lapso temporal considerado (2002-2004), aunque en buena medida también es consecuencia del régimen pluviométrico existente en la ciudad de Segovia. De hecho, el evento de precipitación más extremo registrado en los últimos 50 años fue de 63 litros por metro cuadrado (ver *Figura 11.13*). Este dato determina que la lluvia de periodo de retorno de 5 años, coincida prácticamente con el umbral de

precipitación definido (> 30 mm/24 horas) (Tabla 12.2). Por otro lado, la no consideración de eventos de lluvia anteriores al año 2002 también está condicionada por la inexistencia en la estación depuradora de Segovia de series foronómicas anteriores a esta fecha, dado que periódicamente estos datos se borran del sistema informático.

Tabla 12.2. Lluvias para distintos periodos de retorno definidas a partir de las series de precipitación recogidas en las estaciones de Segovia y La Granja (González, 2001).

ESTACIÓN	PERIODO DE RETORNO								
	T= 2	T= 5	T=10	T= 25	T= 50	T= 75	T= 100	T= 250	T= 500
La Granja	35,0	51,3	62,1	75,8	85,9	91,8	95,9	109,1	119,1
Segovia	26,7	38,8	46,9	57,1	64,6	69,0	72,1	82,0	89,4

En relación con los hidrogramas utilizados en la calibración automática del modelo hidrológico, conviene reseñar que aunque la demanda de agua en Segovia sigue un patrón temporal fácilmente predecible, sin embargo, hay una variación en los consumos puntuales y diarios y, obviamente, también en los tiempos de punta de consumo. Todo ello conduce a que para dos eventos de lluvia de idénticas características, es decir, igual distribución temporal y misma cantidad de lluvia, los hidrogramas de escorrentía pluvial así estimados no sean coincidentes, especialmente en lo que hace referencia a su volumen. Como resultado, los números de curva calibrados para un evento no tienen por qué ser necesariamente válidos para otro.

A su vez, los hidrogramas utilizados en la calibración del modelo están sobredimensionados, tanto en lo referente a los volúmenes totales como a los caudales punta. Ello es debido a que a la planta depuradora llegan, junto a las aguas pluviales y residuales generadas en la cuenca del Clamores, los aportes procedentes del polígono Industrial de Hontoria y del barrio del Carmen (ver Figura 11.15). Como resultado, estos hidrogramas no representan fehacientemente la respuesta hidrológica de la cuenca urbana del Clamores en exclusiva.

12.1.5.2. Modelo hidrológico-hidráulico

La información disponible acerca de los niveles que alcanzó la avenida de 23 de junio de 1733 es puntual y, además, estas medidas están muy distanciadas entre sí (ver *Figura 11.14*). Estas dos circunstancias obligaron a que la determinación de los caudales punta asociados a este evento se hiciera sobre la base de la implementación de modelos hidráulicos muy simplificados. Por otro lado, el valor de intensidad de precipitación calculado mediante aplicación del modelo hidrológico retrospectivo presenta cierto grado de incertidumbre, que está asociado a: (1) la distinta ocupación del suelo existente en la situación actual, en comparación con la presente en 1733; (2) que en el año 1733 la dinámica hidráulica del arroyo Clamores era en régimen libre, mientras que en la actualidad éste se presenta casi en su totalidad canalizado y cubierto.

En relación con el primer punto, el hecho de que en la situación actual las superficies impermeables ocupen un 40% de la cuenca del Clamores, mientras que para 1733 se ha estimado que ocupaban un 15%, ha supuesto que el hidrograma simulado para el evento de 1733 defina un volumen de escorrentía superior al que realmente debió darse, a la vez que los tiempos característicos del hidrograma simulado son inferiores a los que debió definir el evento estudiado; por otro lado, el hecho de que actualmente el Clamores se presente canalizado implica que hoy día las pérdidas de carga por fricción son reducidas. Como resultado, los tiempos de viaje estimados para la onda de propagación (k de Muskingum) se aminoran, en relación a los que debió definir la onda de avenida durante el evento de 1733. Además, el entubamiento del arroyo implica que durante una crecida no hay laminación de la onda de avenida, de manera que simplemente tiene lugar la traslación del hidrograma. Como consecuencia, en comparación con el hidrograma supuesto para el evento de 1733, el hidrograma simulado define tiempos característicos inferiores, al tiempo que un caudal punta superior. En definitiva, la conjunción de los factores de incertidumbre expuestos ha supuesto una sobrevaloración de la intensidad de precipitación estimada, sin que sea determinable su porcentaje de error dado que las fuentes de error se suman y contrarrestan.

12.1.5.3. Resultados obtenidos

En la literatura científica aparece sobradamente contrastado que los procesos de urbanización, superado un determinado umbral a determinar en cada cuenca, tienen como efectos más inmediatos (CWP, 2003; Burns *et al.*, 2005): a) el incremento en el caudal punta de los hidrogramas de crecida de esas zonas; b) el aminoramiento en los tiempos característicos de los mismos hidrogramas, especialmente en lo que hace referencia al tiempo de demora. En relación con los caudales punta, si tuviera lugar un evento de lluvia como el acontecido el 23 de junio de 1733, tanto en las condiciones actuales de ocupación del suelo como en las previstas en el desarrollo del Plan General de Ordenación Urbana (PGOU en elaboración y revisión desde 2002) de Segovia, se tendría que los mismos experimentarían un crecimiento del 23% y el 43%, respectivamente, en relación con el que debió darse durante el evento citado.

En cuanto a los tiempos característicos, no se pueden hacer afirmaciones concluyentes al respecto, dado que obviamente no se dispone del hietograma ni del hidrograma de crecida del evento de 1733. Asimismo, si se comparan los hidrogramas simulados de este evento para las condiciones actuales y futuras definidas en el PGOU, tampoco se observan diferencias en los tiempos característicos propios del hidrograma (tiempo de crecida, tiempo de la punta, tiempo de base). Como consecuencia, los caudales punta estimados son resultado de una disminución en las abstracciones iniciales y no de un aumento en la velocidad de traslación de la onda de avenida como cabría también esperarse.

Por otro lado, los caudales punta estimados a partir de las marcas de nivel recogidas en las crónicas y tras implementar los correspondientes modelos hidráulicos definen valores de 40 m³/seg, para el puente de Valdevilla, y de 135 m³/seg para la sección transversal situada a la altura de la iglesia de Santa Eulalia. No cabe duda que el valor definido en el puente es conservador, dado que en las crónicas no se especifica en qué medida la onda de avenida superó el tablero del puente. Por este motivo, el modelo hidráulico se desarrolló tomando como cota de la lámina de agua dicho tablero. Por su parte, el caudal punta definido en la iglesia de Santa Eulalia está sobredimensionado por dos motivos: a) la sección transversal inferida a partir de las topografías de otros tramos del cauce quizás sea incorrecta; b) el gradiente de la línea de energía es de difícil determinación, ya que la rugosidad de los edificios de la época es de estimación complicada.

12.2. DISCUSIÓN METODOLÓGICA GENERAL

Históricamente las investigaciones geomorfológicas han tenido por objeto el análisis y cartografía de las formas del terreno. Se trataba de definir su naturaleza, génesis, así como los procesos actuantes en las mismas. Más allá del interés científico de este tipo de trabajos, los mismos también han sido utilizados como estudios preliminares en la evaluación de problemáticas relacionadas con: la ordenación del territorio, la ingeniería geológica, la hidrología, la hidráulica... En relación con los procesos geomorfológicos activos, en países como Estados Unidos, Reino Unido, Australia, entre otros, este enfoque metodológico comenzó a cambiar a principios de la década de los 60 del siglo pasado, cuando empieza a considerarse la importancia de realizar evaluaciones cuantitativas de la dinámica de los procesos, así como de establecer tendencias temporales que permitan definir factores, naturales o antrópicos, capaces de modificar dicha dinámica. Estas evaluaciones se pueden llevar a cabo mediante métodos directos e indirectos, o bien a partir de una combinación de ambos. La extrapolación de los resultados que se puedan obtener mediante cualquiera de los métodos anteriormente citados, a unidades territoriales de carácter regional requiere de la consideración previa de que los procesos geomorfológicos activos son altamente no lineales. Igualmente, desde un punto de vista temporal, la intensidad con la que éstos actúan es cambiante, debido tanto a variaciones en el clima como a modificaciones en la ocupación del suelo.

12.2.1. *Métodos de evaluación directos*

Con frecuencia no es posible la implementación de métodos directos, que permitan cuantificar de modo fehaciente tasas de actuación de un determinado proceso activo, así como definir tendencias en relación a la intensidad con la que actúan los procesos. La determinación mediante dendrocronología de las tasas de erosión hídrica actuales y pasadas de la Senda Schmidt puede considerarse una excepción. Generalmente, esta dificultad de aplicación es debida a que se carece de la información, o el geoindicador, necesarios.

En lo referente a esta tesis doctoral, la aplicación de estos métodos fue posible en la determinación de la tasa anual de degradación específica existente en la cuenca vertiente al embalse de Puente Alta. Para ello, se contó con el dato de volumen de aterramiento de la presa, que fue determinado durante los trabajos de vaciado y

posterior impermeabilización de su paramento de aguas arriba. Tener acceso a esta información constituyó una feliz circunstancia, puesto que transcurren décadas hasta que este tipo de operaciones tienen lugar. Igualmente, también se utilizaron técnicas dendrogeomorfológicas para caracterizar la erosión hídrica como consecuencia de los efectos de la acción antrópica en los emplazamientos de Monterrubio y senda Schmidt. Para este caso los condicionantes fueron tres: a) disponibilidad de especies arbóreas adecuadas para llevar a cabo análisis dendrocronológicos; b) el desarrollo del principio de datación cruzada es extremadamente complejo en raíces expuestas; c) la determinación del primer año de exposición subaérea, mediante análisis del patrón morfológico de las series de anillos de crecimiento, únicamente es posible cuando muere la parte de la raíz sometida a esta perturbación.

12.2.2. Métodos de evaluación indirectos

Una alternativa al uso de métodos directos es la utilización de métodos indirectos, generalmente basados en la implementación de modelos matemáticos. Éstos quedan definidos mediante una ecuación o conjunto de ecuaciones, que representan la respuesta del sistema físico ante cambios en los factores condicionantes. Precisamente, esta respuesta tiene que ser calibrada, manual o automáticamente, así como ser validada. Durante el proceso de calibración automática se utilizan algoritmos de optimización, que minimizan el error para diferentes funciones objetivo (para modelos hidrológicos: porcentaje de error en el caudal punta, porcentaje de error en el volumen, etc.). No obstante, puesto que se trata de un proceso automático, al finalizar el mismo se puede dar la paradoja de que se maximiza el ajuste entre los valores simulado y observado, al tiempo que los parámetros que integran el modelo definen valores carentes de significado físico.

Previamente al desarrollo de un modelo matemático dado, hay que definir un modelo conceptual representativo de la complejidad del sistema geomorfológico que, por otro lado, con frecuencia se ve incrementada por la acción antrópica. Esta complejidad es resultado de las interrelaciones existentes entre los factores condicionantes de los procesos activos: clima, geología, edafología, vegetación, relieve, meteorización, deforestación, urbanización, etc. Además, hay que verificar que las hipótesis y simplificaciones inherentes a un determinado modelo son extrapolables al área objeto de caracterización. Igualmente, hay que considerar las

limitaciones propias de los modelos, que obligan a ser conservadores a la hora de valorar los resultados obtenidos.

En esta tesis doctoral se han desarrollado modelos matemáticos deterministas, tanto de carácter continuo, por ejemplo la USLE/RUSLE, como para simular la respuesta ante la ocurrencia de eventos individuales de precipitación. Dentro de este último grupo, cabe citar la MUSLE, el método del coeficiente de entrega de sedimentos y los modelos hidrológicos de precipitación-escorrentía. A la hora de aplicar un modelo matemático la principal limitación es la disponibilidad de datos, entendiendo por tal, tanto la cantidad como la representatividad espacial y temporal de los mismos.

12.2.2.1. Representatividad espacial de los datos

En ocasiones la falta de información obliga a hacer uso de datos que están definidos a un nivel de detalle muy inferior respecto de la escala utilizada en la investigación. La consecuencia más inmediata es que mientras para unos factores se utiliza información distribuida o semidistribuida, para otros se debe tomar un valor medio que obviamente no es del todo representativo. Así, en la cuenca de Puente Alta los factores que definen la USLE/RUSLE se definieron a escala 1/10.000, mientras que el dato relativo al factor R, al no existir información pluviográfica en esta cuenca, se obtuvo del trabajo: *Agresividad de la lluvia en España: valor del factor R de la Ecuación Universal de Pérdida del Suelo* (ICONA, 1988), realizado a escala 1/1.000.000.

Además, la escasez o la falta de información pluviométrica dificulta la caracterización de la variabilidad espacial de la lluvia, especialmente en áreas de montaña. De hecho, en estas áreas las relaciones existentes entre precipitación y topografía no se conocen en su totalidad. Los motivos son dos: a) la topografía suele ser compleja; b) las series de precipitación disponibles habitualmente están sesgadas. La complejidad del relieve deriva en patrones de precipitación, que en ocasiones son de difícil interpretación. Así, las laderas situadas a barlovento experimentan un incremento aproximadamente lineal de la precipitación con la altura (efecto orográfico). Sin embargo, en las laderas situadas a sotavento tiene lugar una disminución en las intensidades y volúmenes totales de lluvia (efecto sombra). Además, el relieve condiciona de manera decisiva que tengan lugar eventos extremos de lluvia que, a su vez, presentan un comportamiento muy

heterogéneo desde un punto de vista espacio-temporal. Por otro lado, las cuencas de montaña suelen presentar una baja densidad de pluviómetros, soliendo existir una falta de homogeneidad en la distribución espacial de los mismos. Igualmente, las series temporales de precipitación con frecuencia están incompletas, al haber sido las estaciones pluviométricas desmontadas, o bien estar en desuso. Por estos motivos, en la cuenca del arroyo Cabrera se instalaron tres pluviómetros uniformemente distribuidos en altura, con el fin de caracterizar adecuadamente la distribución espacio-temporal de la lluvia en dicha cuenca.

12.2.2.2. Representatividad temporal de los datos

En cuanto a la representatividad temporal, generalmente la implementación de modelos como la USLE/RUSLE se realiza sobre la base de datos que son estimados a partir de ensayos en parcelas de experimentación. Esta información queda recogida en tablas, en las que se combinan distintos usos del suelo, prácticas de conservación, técnicas de control de la erosión, etc. Cuando se extrapolan estos datos a cuencas no monitorizadas hay que ser consciente que cada sistema geomorfológico es único, al menos en términos de localización e historia, y ciertamente también en el modo en el que los distintos factores condicionantes se combinan. Como resultado, las tasas de erosión hídrica obtenidas mediante implementación de la USLE/RUSLE reflejan condiciones medias y, por tanto, éstas no tienen por qué ser representativas de las tasas acontecidas en un año concreto, ni mucho menos de la erosión hídrica derivada de la ocurrencia de un evento extremo de lluvia.

En cuencas monitorizadas la principal limitación viene dada por la duración de las series temporales asociadas a las variables del ciclo hidrológico consideradas. Éstas deben ser suficientemente largas, por un lado, para registrar tendencias en lo relativo a la respuesta hidrológica de la cuenca, mientras que por el otro, deben contener un número estadísticamente significativo de eventos, de manera que sea posible la calibración y posterior validación del modelo. Además, y como dificultad añadida hay que considerar que estas series suelen presentar lagunas, o periodos que carecen de registro, debido a fallos en el instrumental, o a la acción de la fauna que puede dañar e inutilizar temporalmente las estaciones de medida. Junto con lo anteriormente expuesto, es habitual que las series temporales de precipitación estén compuestas por dos o más poblaciones distintas de eventos

(convectivos, orográficos, frontales...) lo que, unido a la dificultad de hacer la necesaria separación, reduce sustancialmente el tamaño de la muestra.

Otro problema de representatividad temporal es la no estacionaridad de las series temporales de datos (precipitación, caudal...), sobre todo teniendo en cuenta los efectos derivados del cambio climático global, que resultan en series definidas por medias y varianzas no constantes, al tiempo que los datos que las integran no son independientes del momento en el que fueron medidos (Benito *et al.*, 2005). Todo ello, obliga a un tratamiento matemático de estandarización (complejo) de las series previo a la realización de cualquier análisis.

12.2.3. Consideración del factor escala

La extrapolación de los datos y resultados obtenidos en esta tesis a unidades fisiográficas de ámbito regional no es tan sencilla como pudiera pensarse *a priori*. A este respecto, en geomorfología es un precepto generalmente aceptado que la actuación continuada de los procesos geomorfológicos activos ha dado lugar al desarrollo de patrones geomorfológicos (*landforms*) de carácter erosivo o sedimentario, de manera que, en una primera aproximación, las medidas puntuales acerca de un parámetro hidrogeomorfológico dado, tomadas en una forma del terreno, son extrapolables al conjunto de la misma. Sin embargo, esta interpolación no siempre es inmediata, puesto que estas *landforms* no tienen por qué estar directamente relacionadas con los procesos geomorfológicos actuantes hoy día. Básicamente, ello es debido a que las condiciones climatológicas y de ocupación del suelo que dieron lugar a muchas de las *landforms* presentes en el territorio en la actualidad son parcialmente diferentes y en ocasiones radicalmente opuestas, como resultado tanto de los cambios climáticos acontecidos durante el Cuaternario como de las modificaciones de la ocupación del suelo debidas a la acción del hombre. Asimismo, la extrapolación de datos puntuales a áreas de escala regional obvia la variabilidad espacial del sistema. Como consecuencia de ésta, se dan complejas interacciones entre los procesos hidrogeomorfológicos que resultan en un comportamiento dinámico de los mismos altamente no lineal.

No obstante, en ocasiones las relaciones espaciales entre variables sí son evidentes (p.e. lluvia-altura), pudiéndose hacer uso de técnicas geoestadísticas, tales como *kriging*, para llevar a cabo las extrapolaciones de medidas puntuales a grandes áreas. Con todo, el uso de estos métodos de interpolación se dificulta sobremanera cuando se consideran factores que pueden presentar una alta variabilidad espacial a pequeñas escalas (p.e. humedad antecedente del suelo o profundidad de suelo). Como resultado, la respuesta hidrogeomorfológica de un área dada viene condicionada en buena medida por la distribución espacial de los valores máximos y mínimos y no tanto por los valores medios. A este respecto, la generación de escorrentía es altamente dependiente de la escala, de hecho, se ha demostrado que la escorrentía unitaria disminuye a medida que aumenta el tamaño de las cuencas, debido a los efectos que se derivan de la infiltración local y del almacenamiento (Flugel, 1993). Esta problemática puede superarse llevando a cabo una estrategia de muestreo lo suficientemente detallada, al objeto de caracterizar la variabilidad espacial existente. Sin embargo, en la práctica este modo de proceder no siempre es viable, debido a su coste económico y temporal.

Cuando se dispone de la información necesaria, los modelos distribuidos simulan mejor que los agregados o semidistribuidos el proceso lluvia-escorrentía, así como los procesos geomorfológicos activos que de éste se derivan, pues tienen en cuenta la alta variabilidad espacial que presentan los factores involucrados en el proceso. Prueba de esta complejidad, es el patrón de distribución espacial que sigue el contenido de humedad del suelo, la infiltración, etc., que en buena medida determinan la respuesta hidrológica de una cuenca ante un evento de lluvia dado.

Cuando no se dispone de la información necesaria, la implementación de modelos agregados o semidistribuidos, previa cartografía de unidades hidrológicas de respuesta (*Hydrological Response Units*, HRUs; Busch *et al.*, 1999; Becker & Braun, 1999), constituye una alternativa al uso de modelos distribuidos. La delimitación de estas unidades se basa en la selección de indicadores que permitan caracterizar la respuesta hidrológica de una cuenca (p.e. topografía, estructura de la vegetación, o características edáficas). De este modo, se definen unidades que responden homogéneamente ante la actuación de los procesos hidrológicos.

12.2.4. *Evaluación de la frecuencia con la que actúan los procesos geomorfológicos activos*

A este respecto, una conclusión recurrente en los trabajos de hidrología urbana es que la urbanización y el consecuente aumento de la superficie impermeable incrementa el caudal punta de los hidrogramas de crecida, al tiempo que disminuyen los tiempos característicos del hidrograma. Sin embargo, no está del todo claro cómo establecer en qué momento se modifica la respuesta hidrológica, entendiendo por tal la modificación de los caudales punta y tiempos característicos de los hidrogramas de crecida. Otro ejemplo que también permite ilustrar esta problemática es el estudio de los deslizamientos desencadenados por lluvias extremas. La caracterización del proceso físico, incremento en la presión de poros hasta alcanzar un valor umbral, que da lugar al desencadenamiento de deslizamientos está superada. Sin embargo, no lo está tanto la determinación de la frecuencia con la que este tipo de procesos tienen lugar. Así, mientras la determinación de periodos de retorno de precipitación presenta un nivel conocido de certidumbre, no ocurre lo mismo a la hora de establecer la relación existente entre eventos extremos de lluvia y la ocurrencia de deslizamientos. El motivo es que la iniciación de un deslizamiento depende, tanto de la duración e intensidad del evento desencadenante como de la lluvia antecedente al mismo que aumenta las presiones actuantes en el terreno hasta valores próximos al umbral crítico de rotura.

13. CONCLUSIONES

13. CONCLUSIONES

13.1. ACERCA DE LAS TÉCNICAS UTILIZADAS Y DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS

13.1.1. Evaluación de la erosión hídrica mediante técnicas dendrogeomorfológicas

Los resultados obtenidos indican que la utilización de raíces expuestas como indicadores geomorfológicos, para cuantificar la erosión hídrica existente en un territorio, se muestra como un método con grandes posibilidades de aplicación. Esta técnica puede ser especialmente útil, bien para caracterizar la influencia antrópica en los procesos de erosión hídrica, como en el caso aquí expuesto, bien para interpretar variaciones climáticas en zonas donde la influencia antrópica sea mínima. Sin embargo, una conclusión corroborada en este estudio muestra que no todas las especies presentan igual aptitud para realizar análisis dendrocronológicos. Así, mientras las coníferas como *Pinus sylvestris* muestran anillos de crecimiento fácilmente observables, no ocurre lo mismo con las frondosas. *Quercus ilex*, por ejemplo, desarrolla anillos poco nítidos y con crecimientos irregulares. Además, la existencia de anillos falsos y radios medulares pluriseriados incrementa la dificultad para su interpretación, haciendo precisas técnicas de tinción y aplicación de lavados en alcohol.

Las estimaciones realizadas sobre la base del cambio en el patrón de crecimiento de las series anuales de crecimiento pueden presentar un cierto grado de incertidumbre, dado que pueden pasar varios años antes de que la raíz se descortece parcialmente. Como resultado, los anillos siguen creciendo concéntricamente respecto al eje inicial de desarrollo. Sin embargo, no es factible que esta circunstancia se dé en las dos áreas estudiadas, debido a que la presencia continua de senderistas (en la Senda Schmidt) y el pastoreo intensivo (en Monterrubio) hacen improbable que la corteza de las raíces se preserve durante muchos años, una vez éstas quedan expuestas. No obstante, en algunas especies como *Pinus sylvestris*, esta limitación puede solventarse estudiando los cambios que tienen lugar en la estructura anatómica de una raíz cuando pierde su cobertura edáfica. De hecho, el estudio realizado en este trabajo de estos cambios estructurales permite concluir que es posible datar con precisión el primer año de exposición. Con todo, este tipo de análisis son de difícil realización en *Quercus*

ilex, dadas las características de su madera. En conclusión, las tasas de erosión determinadas a partir del análisis dendrocronológico de *Pinus sylvestris* pueden considerarse altamente fiables. Por el contrario, las estimaciones realizadas con *Quercus ilex* presentan un grado de incertidumbre difícil de cuantificar.

13.1.2. *Evaluación de la erosión hídrica mediante combinación de métodos directos e indirectos*

Se puede concluir, a la vista de la semejanza de los resultados obtenidos, que parece posible aplicar con cierto grado de fiabilidad los métodos indirectos ensayados a otras cuencas hidrográficas de características fisiográficas similares y en las que no existan medidas directas.

Además, la integración en IDRISI 32 de cada uno de los factores que definen la RUSLE dio como resultado una tasa de erosión media de 7 t/ha/año, dato éste que si se extiende al conjunto de la cuenca y al periodo temporal objeto de estudio (1955-1995) supone una tasa de erosión bruta (*gross erosion*) de 273.834 toneladas. Sin embargo, la distribución espacial de la erosión en la cuenca depende de la unidad ambiental considerada. Así, para cada una de las unidades definidas, las tasas de erosión estimadas son: a) masa forestal densa, 0,4 t/ha/año; pastizal, 0,5 t/ha/año; masa forestal media, 7,0 t/ha/año; matorral, 15 t/ha/año; cubierta vegetal inapreciable 70 t/ha/año. En conclusión, la erosión es espacialmente heterogénea en la cuenca.

Por otro lado, la integración de la Ecuación Universal de Pérdida de Suelo Modificada (MUSLE) en un SIG, ha permitido determinar las zonas que dentro de la cuenca estudiada son fuente potencial de sedimentos para el embalse de Puente Alta o Revenga.

Así, la unidad 'cubierta vegetal inapreciable' (*Figura 8.6 e*) situada en la cabecera de la cuenca y que únicamente representa el 8% de la superficie total de la misma, aporta sin embargo el 100% de todos los sedimentos que recibe la presa cuando se considera un chubasco tipo definido, mediante el calculo de la media de las precipitaciones máximas mensuales durante el periodo temporal 1965-1980.

No obstante, para chubascos con un volumen de precipitación superior al 'tipo', esta misma unidad reduce su aporte de sedimentos al embalse, quedando

comprendido en un rango que oscila entre un 84% y un 97% del total de sedimentos emitidos por la cuenca. Durante estos eventos, únicamente la unidad 'matorral' aporta una cantidad de sedimentos significativa, que en la serie temporal utilizada para este estudio ha llegado a suponer hasta un 17 % del total de los aportes, aunque la media porcentual de los mismos no alcanza el 3%.

Además, se realizó una estimación de la cantidad de sedimentos emitidos al embalse como consecuencia de cada uno de los chubascos acontecidos en la cuenca de Puente Alta en el periodo 1965-1980, definiendo una cantidad de 27.628 toneladas, valor éste que determina una tasa de degradación específica de $84 \text{ t/km}^2/\text{año}$ que, por otro lado, es un 18% superior respecto de la estimación obtenida mediante aplicación del método directo.

13.1.3. Evaluación de la estabilidad de laderas naturales y de la respuesta hidrológica ante la ocurrencia de eventos extremos de lluvia

La utilización de un método de análisis de estabilidad basado en el concepto de ladera infinita, y la integración de sus resultados en un modelo hidrológico simplificado, ha hecho posible estimar la lluvia crítica umbral que desencadenó la corriente de derrubios del 18 de diciembre de 1997 en el arroyo Cabrera, Sierra de Gredos. Por otro lado, haciendo uso del método hidráulico del calado crítico se ha determinado el caudal punta que circuló por dos secciones transversales al arroyo Cabrera, donde se ha constatado, mediante evidencias de campo, que las condiciones de flujo durante el evento estudiado fueron críticas.

Seguidamente, gracias a la monitorización hidrológica diseñada para la cuenca del arroyo Cabrera, se ha podido implementar un modelo de precipitación- escorrentía con el fin de simular, calibrar y validar en un futuro, cuando así lo permita la disponibilidad de un número suficiente de eventos de lluvia y de series de caudales resultantes, la respuesta hidrológica de la cuenca. Precisamente el intento de calibración del modelo ha permitido aproximar el comportamiento hidrológico de la cuenca, como resultado de la ocurrencia del evento de lluvia desencadenante. De este modo se ha podido determinar qué porcentaje del caudal punta total correspondía a caudal de aguas claras, así como el correspondiente a carga sólida.

Como consecuencia de la aplicación de la metodología desarrollada se ha estimado una precipitación umbral desencadenante de 154 mm/24 horas. La corriente de derrubios resultante de la ocurrencia de este evento, ha quedado caracterizada por una carga sólida del 95 %, de manera que el 5% restante determina el caudal punta de 'aguas claras'. En resumen, se puede concluir que los datos obtenidos y la metodología seguida constituyen una buena aproximación. Con todo, el modelo hidrogeotécnico debe ser mejorado considerando: a) la utilización de índices topográficos dinámicos, dado que *a priori* mejoran la predicción del patrón de variabilidad espacial de la humedad en el suelo; b) en el modelo de estabilidad en ladera infinita la cohesión aparente inducida por la acción de las raíces de la vegetación; c) la posibilidad de existencia de fuerzas de filtración con componentes diferentes a la normal de la pendiente; d) la definición de una función de distribución a la que se ajuste la variabilidad temporal de las intensidades de los eventos extremos de precipitación acontecidos en la cuenca; e) la implementación de modelos como TOPMODEL o el desarrollado por Green & Ampt (USDA, 1986), que permiten simular la acción de la escorrentía por exceso de saturación en la cuenca; f) la calibración y validación de la respuesta hidrológica de la cuenca.

13.1.4. *Análisis de la evolución en el grado de calidad edáfica y su relación con los procesos hidrológicos*

Los datos procedentes de diez años de monitorización de la mina restaurada La Revilla (Segovia) muestran un espacio que tiende hacia la recuperación natural y espontánea de la dinámica hidrológica superficial y subsuperficial, y como consecuencia de los procesos geomorfológicos y edáficos locales, anteriores a la degradación de ese espacio por la mina. Específicamente, en el interior de la superficie reconstruida sobre la plaza de la antigua cantera, dominan los procesos de formación y evolución del suelo, y la erosión hídrica es prácticamente inexistente. A su vez, los indicadores analizados muestran una tendencia clara hacia valores de mayor calidad edáfica con el tiempo. También la recuperación de la dinámica hidrológica subsuperficial en la ladera parece estar produciéndose, tal y como lo demuestra el hecho de que se estén produciendo migraciones de fósforo asimilable a favor del perfil de máxima pendiente del glacis. Estas conclusiones marcan una tendencia que indica una mejora gradual en lo referente a la recuperación de la calidad edáfica, al tiempo que se restituyen los procesos geomorfológicos y ecológicos locales.

Destacar, finalmente, la importancia de investigar y monitorizar la evolución hidrológica y geomorfológica de espacios sobre los que se han llevado procesos de restauración ecológica, dado que serán estos procesos de control los que ayuden a obtener conclusiones aplicables en otras iniciativas (Allen *et al.*, 1997). Este hecho es especialmente significativo en España, donde existe muy poca tradición en la monitorización hidrológica general, y de espacios restaurados en particular.

13.1.5. Evaluación de la modificación en la respuesta hidrológica de una cuenca por cambios en los usos del suelo

En la literatura científica aparece profusamente documentado cómo el proceso de urbanización de una cuenca modifica su funcionamiento hidrológico. Básicamente, estos cambios –tendientes a un aumento de la superficie impermeable– se concretan en un incremento de los caudales punta, así como en una disminución de los tiempos característicos del hidrograma.

La utilización en ese capítulo de técnicas paleohidrológicas, junto con la implementación de modelos hidrológicos e hidráulicos, ha permitido concluir que la progresiva urbanización de la cuenca del arroyo Clamores ha modificado la respuesta hidrológica de ésta. De hecho, si hoy día tuviera lugar un evento de avenida como el acontecido el 23 de junio de 1733, el caudal punta del hidrograma de crecida resultante se incrementaría en un 28% respecto del estimado en el citado evento. A su vez, este porcentaje subiría hasta el 43% cuando se ejecuten los desarrollos urbanos previstos por el Plan General de Ordenación Urbana (PGOU) de la ciudad de Segovia.

No obstante, los caudales punta estimados en alguna medida están sobredimensionados. Los motivos son dos: a) la ocupación del suelo hoy día no es la misma que la existente en el año 1733; b) en dicho año la dinámica del arroyo Clamores era en régimen libre, mientras que en la actualidad el arroyo se encuentra encauzado y cubierto. En relación con los tiempos característicos, la inexistencia de registros de lluvia derivados de eventos extremos, no ha permitido definir un hietograma sintético que aproxime la distribución temporal de estos eventos, de manera que se puedan conocer los tiempos característicos dependientes de la relación existente entre el hietograma de lluvia neta y el hidrograma de escorrentía. Respecto de los tiempos característicos definidos a

partir del hidrograma, se puede concluir que no se han encontrado diferencias entre el hidrograma simulado para la situación de ocupación del suelo actual y la propuesta en el PGOU.

13.2. CONCLUSIONES GENERALES Y APORTACIONES

13.2.1. Conclusiones generales

En esta tesis se ha abordado la evaluación cuantitativa de los procesos geomorfológicos activos asociados a la dinámica hidrológica existente en sectores de las Sierras de Gredos y Guadarrama. Todo ello a partir del estudio de una serie de localizaciones piloto. Esta evaluación ha requerido de la aplicación de métodos que van más allá de los propios de la geología y de la geomorfología. En este contexto, para la caracterización de los escenarios planteados en esta tesis se ha hecho uso de la dendrocronología, hidrología, hidráulica, estadística y geotecnia. Para ello, se han adoptado modelos que integran algunas de las leyes básicas de las ciencias mencionadas. Igualmente, se han utilizado herramientas SIG, con la finalidad de hacer posible el análisis automático de la información espacial, así como de los atributos asociados a ésta. Los SIG presentan la ventaja adicional de que permiten integrar una gran cantidad de datos espaciales, así como extraer información acerca de características físicas de una cuenca (p.e. pendiente, zonas de circulación preferente de la escorrentía, acumulaciones de flujo...). Igualmente, constituyen una herramienta con la que se puede evaluar cómo influyen o varían espacialmente cada uno de los factores que definen el modelo a implementar. Dicho de otro modo, la desagregación de un territorio en unidades espaciales elementales ('píxeles' o 'celdas') permite la implementación de modelos distribuidos acerca de la dinámica de los procesos.

El análisis tradicional del territorio basado en el estudio geomorfológico regional, apoyado por la cartografía geomorfológica, constituye un método versátil, a la vez que eficiente en relación a su relación coste-beneficio. Estos procedimientos permiten la caracterización de extensas áreas de territorio, proporcionando un marco regional adecuado para la recopilación sistemática y el análisis de la información ambiental. En relación con esta aproximación geomorfológica tradicional, la evaluación cuantitativa de los procesos geomorfológicos activos tiene la ventaja de que permite una comunicación más fluida y eficiente con los expertos y profesionales necesarios para abordar multidisciplinariamente

problemáticas complejas. El motivo es que las tasas y medidas estimadas mediante técnicas hidrogeomorfológicas pueden ser utilizadas e incorporadas en las sucesivas etapas de cálculo, análisis y comparación requeridos para la caracterización de procesos activos.

Como resultado de este planteamiento, junto con la evaluación cuantitativa de los procesos activos considerados, se han definido tendencias temporales en relación con las intensidades con las que éstos actúan. Ello ha permitido determinar cómo la acción del hombre es capaz de catalizar determinados procesos, de manera que aumenta la intensidad con la que los mismos se presentan. De hecho, tanto en la senda Schmidt como en el entorno de Monterrubio las tasas de erosión hídrica han aumentado como consecuencia de la existencia de actividades de índole recreativa y del sobrepastoreo, respectivamente. Igualmente, en la cuenca del Clamores se han incrementado las puntas de los hidrogramas de crecida, a la vez que probablemente han disminuido los tiempos característicos; todo ello como resultado de la progresiva urbanización de la cuenca. Sin embargo, el hombre también puede actuar como agente inhibidor, bien aminorando las tasas resultado de la dinámica de los procesos, bien recuperando la dinámica hidrológica original. Así, se ha demostrado cómo la restauración del espacio degradado resultado de la antigua explotación de la cantera La Revilla, ha derivado en una evolución positiva del grado de calidad edáfica; ello ha sido posible gracias a la disminución de las tasas de erosión hídrica actuantes, al tiempo que se ha favorecido la recuperación de la dinámica hidrológica subsuperficial.

Estas determinaciones se han realizado mediante la aplicación de métodos directos, que permiten definir tendencias acerca de la dinámica de los procesos, así como caracterizar cómo influye en éstos la actividad del hombre. Junto con los anteriores también se han implementado métodos indirectos, cuyo desarrollo generalmente se hace en condiciones distintas a aquéllas en las que fueron desarrollados. Como resultado, la aplicación de estos modelos debe hacerse con precaución, requiriendo de algún tipo de calibración y validación, u otro tipo de comprobación en las nuevas condiciones. Este proceso de confirmación de los resultados del modelo obliga a una disponibilidad elevada de datos, tanto en lo que se refiere a su cantidad y representatividad como a la verificación de su verosimilitud. El cumplimiento de estas premisas es básico, si se quiere que los resultados obtenidos presenten un grado de incertidumbre aceptable.

Como conclusión final, se verifica la hipótesis de partida. Así, es posible cuantificar los procesos geomorfológicos activos asociados a los fenómenos hidrológicos. No obstante, las metodologías presentan unas limitaciones y carencias que restringen la extrapolación espacio-temporal de los resultados; no así de los procedimientos, perfectamente extrapolables para la cuantificación de procesos semejantes en otros lugares y momentos.

13.3. PRINCIPALES APORTACIONES

Las principales aportaciones de esta tesis, se concretan en los puntos que siguen:

- Por primera vez en España se han estimado tasas de erosión laminar ‘acelerada’ (debidas a actividades recreativas y sobrepastoreo), mediante la aplicación de técnicas dendrogeomorfológicas complementadas con indicadores anatómicos. Con anterioridad, Vandekerckhove *et al.* (2001) implementaron en el sureste de España un método de evaluación dendrogeomorfológica, con el fin de determinar tasas de erosión en *gullies*.
- Se ha certificado, mediante la aplicación de un método directo basado en la medida de aterramiento del embalse de Puente Alta, la idoneidad del uso de métodos indirectos de evaluación de la erosión hídrica, como la USLE/RUSLE y la MUSLE, en cuencas de montaña predominante forestales en lo referente a la ocupación del suelo. Estos resultados permiten abordar con garantías la aplicación de estos métodos en cuencas con características similares a la de Revenga.
- La investigación realizada en la cuenca del arroyo Cabrera constituye uno de los primeros intentos llevado a cabo en España para determinar el caudal punta de ‘aguas claras’, resultado de la ocurrencia de una tormenta desencadenante de una corriente de derrubios. Este aspecto es fundamental, cuando se quiere llevar a cabo una evaluación hidro-meteorológica adecuada del proceso lluvia-escorrentía., Igualmente, es relevante en el análisis de los riesgos que se derivan de la ocurrencia de este tipo de eventos, dado que el calado del flujo es tanto mayor cuanto mayor es la carga sólida.

- Los datos de distintos parámetros edáficos procedentes de 10 años (1995-2005) de monitorización de la cantera restaurada La Revilla, han permitido definir para este periodo una recuperación de la dinámica hidrológica superficial y subsuperficial, que ha minimizado los procesos de erosión y ha aumentado los de edafogénesis, aumentando el grado de calidad edáfica del espacio recuperado. La investigación y monitorización realizada son de especial relevancia en España, donde existe muy poca tradición en el diseño de monitorizaciones para conocer los resultados que se derivan de una restauración ecológica realizada con criterios geomorfológicos.
- Mediante la utilización de técnicas paleohidrológicas y la implementación de modelos hidrológicos e hidráulicos, se ha demostrado y cuantificado cómo la urbanización de una cuenca y el consecuente incremento de la superficie impermeable modifica la respuesta hidrológica de ésta, especialmente en lo referente al incremento de los caudales punta de los hidrogramas de crecida.

13.4. LÍNEAS FUTURAS DE INVESTIGACIÓN

Desde un punto de vista histórico, el estudio de las interrelaciones existentes entre los procesos hidrológicos y los geológico-geomorfológicos ha seguido tres etapas (Dunne, 1994): a) análisis geomorfológico descriptivo; b) análisis cuantitativo; c) diseño e implementación de modelos. En esta tesis se han desarrollado las tres etapas, especialmente las relativas al análisis cuantitativo y a la simulación de los procesos a partir de la implementación de modelos. Una vez superadas éstas, el desafío al que nos debemos enfrentar en el futuro es el análisis del acoplamiento entre los procesos hidrológicos y geológico-geomorfológicos, sobre la base de la consideración de distintas escalas espacio-temporales, teniendo en cuenta la frecuencia de actuación y el factor escala espacial.

REFERENCIAS

REFERENCIAS BLIBIOGRÁFICAS CITADAS

ÍNDICE DE FIGURAS

ÍNDICE DE TABLAS

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS CITADAS

REFERENCIAS BLIBIOGRÁFICAS CITADAS

- Agassi, M., Shainberg, I., Van der Merwe, D. 1981. Effect of electrolyte concentration and soil sodicity on the infiltration rate and curst formation. Soil Sci. Soc. Am. J., 45: 848-851.
- Agassi, M., Shainberg, I., Van der Merwe, D. 1994. Effect of drop energy and soil water chemistry on infiltration and erosion. Water Resources Res., 30: 1187-1193.
- Agassi, M., Shainberg, I., Van der Merwe, D. 1994. Effect of water salinity on inter-rill erosion: laboratory study. Aust. J. Soil Res., 32: 595-601.
- Agassi, M. (Ed.), 1996. Soil erosion, conservation and rehabilitation. Marcel Dekker, New York.
- Aguiló, M. (coord.) 1992. Guía para la elaboración de estudios del medio físico. Contenido y metodología. MOPT, Madrid.
- Akan, A.O. 1985. Similarity solution of overland flow on pervious surface. Journal of Hydraulic Engineering, ASCE, 111: 1057-1067.
- Akan, A.O. 1993. Urban stormwater hydrology. A guide to engineering calculations, Technomic, Lancaster, P.A.
- Akan, A.O., Houghtalen, R.J. 2003. Urban hydrology, hydraulics, and stormwater quality: engineering applications and computer modeling. John Wiley & Sons, Inc., Hoboken, New Jersey.
- Alcoverro, J., Corominas, J., Gómez, M. 1999. The Barranco de Arás flood of 7 August 1996 (Biescas, Central Pyrenees, Spain). Engineering Geology, 51: 237-255.
- Al-Durrah, M.M., Bradfor, J.M. 1982. The mechanism of raindrop splash on soil surfaces. Soil Sci. Soc. Am. J., 46: 1086-1090.

- Alestalo, J., 1971. Dendrochronological interpretation of geomorphic processes. *Fennia*, 105: 1-140.
- Allen, E.B., Covington, W.W., Falk, D.A. 1997. Developing the conceptual basis for restoration ecology. *Restoration Ecology*, 5: 275-276.
- Allen, E.B., 2003. ¿Cuáles son los límites de la restauración de ecosistemas perturbados? En: J.M. Rey, T. Espigares & J.M. Nicolau (eds.), *Restauración de Ecosistemas Mediterráneos*: 1-2, Universidad de Alcalá, Alcalá de Henares.
- Allué, M. (en prensa). Mapa Forestal de Segovia, Escala 1:50.000. En: Mapa Forestal de España (J. Sánchez de la Torre, ed.). Dirección General para la Conservación de la Naturaleza (DGONA), Ministerio de Agricultura Pesca y Alimentación, Madrid.
- Andersen, D.G. 1970. Effects of urban development of floods in Northern Virginia. US Geological Survey, Water Supply Paper 2001-C: 26.
- Anderson, M.G., Burt, T.P., 1978. The role of topography in controlling throughflow generation. *Earth Surface Processes and Landforms*, 3: 331–344.
- Anderson, S.A., Sitar, N. 1995. Analysis of rainfall-induced debris flows. *J. Geotech. Eng.*, 121: 544–52.
- Anderson, S.P., Dietrich, W.E., Torres, R., Montgomery, D.R., Loague, K. 1997. Concentration–discharge relationships in runoff from a steep, unchanneled catchment. *Water Resources Research*, 33: 211–225.
- Andrés, N., Palacios, D. 2004. Interrelación Nieve / Geomorfología en la Sierra de Guadarrama: altas cuencas del Ventisquero de la Condesa y Valdemartín. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 30: 83-113.
- Aniol, R.W. 1983. Tree-ring analysis using CATRAS. *Dendrochronologia*, 1: 45-53.
- Arno, S.F., Sneek, K.M. 1977. A method for determining fire history in coniferous forests of the mountain west. USDA Forest Service General Technical Report INT-42.

- Arnold, L.C., Gibbons, C.J. 1996. Impervious surface coverage: the emergence of a key environmental indicator. *Journal of the American Planning Association*, 6 (2): 243-259.
- Asano, Y., Ohte, N., Uchida, T. 2004. Sources of weathering-derived solutes in granitic catchment streams with contrasting forest growth conditions. *Hydrological Processes*, 18: 651–666.
- Assouline, S., Ben-Hur, M. 2006. Effects of rainfall intensity and slope gradient on the dynamics of interrill erosion during soil surface sealing. *Catena*, 66 (3): 211-220.
- Aulitzky, H., 1982. Preliminary two-fold classification of torrents. *Mitteil. der Forst. Bundesversuchsanstalt Heft*, 144: 43-256.
- Avendaño, C., Calvo, J.P., Cobo, R., Sanz, M.E. 1993. La modelización matemática, ajuste y contraste del coeficiente de entrega de sedimentos a los embalses. Aplicación al cálculo de la erosión de cuencas fluviales. Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (CEDEX), Madrid.
- Avendaño, C., Calvo, J.P., Cobo, R., Sanz, M.E. 1994. La modelización matemática, ajuste y contraste del coeficiente de entrega de sedimentos a los embalses. Aplicación al cálculo de la erosión de cuencas fluviales. Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (CEDEX), Madrid.
- Avendaño, C., Cobo, R., Gómez, J.L., Sanz, M.E. 1995. Procedimiento para evaluar la degradación específica de cuencas de embalses a partir de los sedimentos acumulados en los mismos. Aplicación al estudio de embalses españoles. *Ingeniería Civil*, 99: 51-58.
- Ayala, F.J., Ferrer, M., González de Vallejo, L.I., Beltrán, F. 1988. Catálogo Nacional de Riesgos Geológicos. ITGE, Madrid.
- Baillie, M.G.L., Pilcher, J.R. 1973. A Simple Crossdating Program for Tree-Ring Research. *Tree-Ring Bulletin*, 33: 7-14.

- Baillie, M.G.L. 1982. Tree-ring dating and archaeology. Croom Helm, London.
- Baillie, M.G.L., Munro, M.A.R. 1988. Irish tree rings, Santorini and volcanic dust veils. *Nature*, 332: 344-346.
- Baker, V.R., Kochel R.C., Patton, P.C. (eds). 1988. Flood Geomorphology, John Wiley, New York.
- Banks, J.C.G. 1991. A review of the use of tree rings for the quantification of forest disturbances. *Dendrochronologia*, 9: 51-70.
- Barea, J., Durán, J.J., Giner, J., González-Casado, J.M., López-Martínez, J., 1999. La fracturación en la Cueva de los Enebralejos, Segovia, borde norte del Sistema Central. En: Contribución del estudio científico de las cavidades kársticas al conocimiento geológico: 57-64.
- Barea, J., Casas, J., Durán, J.J., López-Martínez, J., Martín de Vidales, J.L., 2000. Interés paleoambiental del estudio de sedimentos detríticos endokársticos. Aplicación a cavidades del centro de la Península Ibérica. *Boletín Geológico y Minero*, 111(2-3): 17-32.
- Barea, J. 2001. Geomorfología y evolución paleoclimática durante el Cuaternario a partir del estudio de los macizos kársticos de los bordes del Sistema Central y de Valporquero, León. Tesis doctoral. Universidad Complutense, Madrid.
- Barea, J., 2002. Evolución del karst en las vertientes norte y sur de las sierras de Guadarrama, Somosierra y Ayllón (Sistema Central Español). <http://www.secja.com/secA14.htm> /Espelomadrid/, 3, 10-12. Federación Madrileña de Espeleología.
- Barea, J., Arribas, A., Durán, J.J., López-Martínez, J., 2002a. Interpretación geocronológica de la karstificación en el entorno del Sistema Central español a partir de los yacimientos paleontológicos asociados. *Geogaceta*, 31: 39-42.
- Barea, J., López-Martínez, J., Durán J.J., 2002b. Condicionantes estructurales para el desarrollo del karst en los alrededores del Sistema Central español. *Geogaceta*, 31: 43-45.

- Barea, J., López-Martínez, J., Durán J.J., 2002c. Desarrollo del karst versus litoestratigrafía en los bordes norte y sur del Sistema Central. *Boletín Geológico y Minero*, 113 (2): 155-164.
- Barefoot, A.C., Hankins, F.W., 1982. *Identification of Modern and Tertiary Woods*. Oxford Science Publications, Oxford.
- Bari, M.A., Smettem, K.R.J., Sivapala, M. 2005. Understanding changes in annual runoff following land use changes: a systematic data-based approach. *Hydrological Processes*, 19: 2463-2479.
- Barling, D.B., Moore, I.D., Grayson, R.B., 1994. A quasy-dynamic wetness index for characterising the spatial distribution of zones of surface saturation and soil water content. *Water Resour. Res.*, 30 (4): 1029-1044.
- Barnes, H. 1967. *Roughness characteristics of natural channels*. US Geological Service, Water Supply Paper 1849 D.C.
- Barriandos, M., Llasat, M.C., Barrera, A., Rigo, T. 2003. The study of flood events from documentary sources: methodological guidelines for historical source identification and flood characterization in the Iberian Peninsula. En: Thondycraft, V.R., Benito, G., Barriandos, M., Llasat, M.C. (eds.). *Paleofloods, Historical Floods and Climatic Variability: Applications in Flood Risk Assessment*, pp. 87-92 (Proceedings of the PHEFRA Workshop, Barcelona, 16-19th October, 2002).
- Bauch, J., Eckstein, D. 1981. Wood biological investigations on panels of Rembrandt paintings. *Wood Science and Technology*, 15: 251-263.
- Becker, A, Braun, P. 1999. Disaggregation, aggregation and spatial scaling in hydrological modelling. *Journal of Hydrology*, 217: 239–252.
- Beckmann, W. 1967. *Bodengeographie der oestlichen Sierra de Gredos (Spanien)*. *Geoderma*, 1 (3-4): 299-314.

- Bégin, Y., Payette, S. 1988. Dendroecological evidence of lake-level changes during the last three centuries in subarctic Quebec. *Quaternary Research*, 30: 210-220.
- Bégin, Y., Langlais, D., Cournoyer, L. 1991. Tree-Ring Dating of Shore Erosion Events (Upper St. Lawrence Estuary, Eastern Canada). *Geografiska Annaler*, 73A (1): 53-59.
- Beighley, R.E., Moglen, G.E. 2003. Adjusting measured peak discharges from an urbanizing watershed to reflect a stationary land use signal. *Water Resources Research*, 36 (4): 1143-1157.
- Benito, G. 1989. Geomorfología de la cuenca baja del río Gállego. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias, Zaragoza (inédita)
- Benito, G., Gutiérrez, M., Sancho, C. 1991. Erosion patterns in rill and interrill areas in badland zones of the middle Ebro Basin (NE-Spain). En: Sala, M., Rubio, J.L., García-Ruiz, J.M. (Eds.). *Soil erosion studies in Spain*. Geoforma Ediciones: 41-54.
- Benito, G., Gutiérrez, M. y Sancho, C. 1992. Erosion rates in badlands areas of the central Ebro Basin (NE-Spain). *Catena*, 19: 269-286
- Benito, G.; Laín-Huertas, L.; Rey, R.; Machado, M.J.; Ojeda, R., Romanos, M.J. 1996. Palaeotagus Database: Regional Palaeoflood Information for evaluating Flood Hazard and Water Resources in Central Spain. GLOCOPH'96 Abstracts of Conference Papers, Toledo.
- Benito, G., Grodek, T., Enzel, Y., 1998. The geomorphic and hydrologic impacts of the catastrophic failure of flood-control dams during the 1996-Biescas flood (Central Pyrennees, Spain). *Z. Geomorph. N.F.*, 42 (4): 417-437.
- Benito, G., Díez Herrero, A. (eds.) 2004a. Contribuciones recientes sobre geomorfología. (Actas de la VIII Reunión Nacional de Geomorfología, Toledo, 22-25 de septiembre de 2004). SEG y CSIC, Madrid.

- Benito, G., Díez Herrero, A. (eds.) 2004b. Riesgos naturales y antrópicos en geomorfología. (Actas de la VIII Reunión Nacional de Geomorfología, Toledo, 22-25 de septiembre de 2004). SEG y CSIC, Madrid.
- Benito, G., Barriandos, M., Llasat, C., Machado, M., Thorndycraft, V. 2005. Impactos sobre los riesgos naturales de origen climático. Riesgo de crecidas fluviales. En: Moreno-Rodríguez, J.M. (Director/Coordinador). Principales conclusiones de evaluación preliminar de los impactos en España por efecto del cambio climático. Ministerio de Medio Ambiente & Universidad de Castilla La Mancha, Madrid: 527-548.
- Ben-Hur, M., Stern, R., Van der Merwe, A.J., Shainberg, I. 1992. Slope and Gypsum effects on infiltration and erodibility of dispersive and nondispersive soils. Soil Sci. Soc. Am. J., 56: 1571-1576.
- Berger, A.R., Iams, W.J. (eds.) 1996. Geoindicators: Assessing Rapid Environmental Changes in Earth Systems. A.A. Balkema: Rotterdam.
- Berger, A.R. 1997. Assessing rapid environmental change using geoindicators. Environmental Geology, 32: 36-44.
- Betson, R.P. 1964. What is watershed runoff?. J. Geophys. Res., 69 (8): 1541-1552.
- Beven, K.J., Kirkby M.J. 1979. A Physically Based Variable Contributing Area Model of Basin Hydrology. Hydrological Sciences Bulletin, 24(1): 43-69.
- Beven, K. 1981. Kinematic Subsurface Stormflow. Water Resources Research, 17 (5): 1419-1424.
- Beven, K. 1986. Hillslope runoff processes and flood frequency characteristics. Abrahams, A.D. (ed). Binghamton Symposia in Geomorphology: International Series, 16: 187-202
- Bichart, D. 1982. Essai sur les relations entre milieu et productivité du chêne vert au Luberon. Tesis de tercer ciclo. Universidad de Aix en Provence.

- Biot, P. 1937. Sur la Morphologie de la Sierra de Guadarrama Occidental. *Ann. Geogr.*, XLVI (259): 25-42.
- Biot, P. 1945. Sobre la morfología del segmento occidental de la Sierra de Guadarrama (traducción de C. Vidal Box). *Estudios Geogr.*, 18 (VI): 155-168.
- Biot, P., Solé Sabarís, L. 1954. Investigaciones sobre la morfología de la Cordillera Central Española. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid.
- Blais, J.R. 1962. Collection and analysis of radial-growth data from trees for evidence of past spruce budworm outbreaks. *The Forestry Chronicle*, 38(4): 474-484.
- Bledsoe, B.P., Watson, C.C. 2001. Effects of urbanization on channel instability. *Journal of American Water Resources Association*, 37: 255-270.
- Bochet, E., Poesen, J., Rubio, J.L. 2006. Runoff and soil loss under individual plants of a semi-arid Mediterranean shrubland: influence of plant morphology and rainfall intensity. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31(5): 536-549.
- Bodoque, J.M., Pedraza, J., Martín-Duque, J.F., Sanza, M.A., Carrasco, R.M., Díez, A., Mattera, M. 2001. Evaluación de la degradación específica en la cuenca vertiente al embalse de Puente Alta (Segovia) mediante métodos de estimación directos e indirectos. *Cuaternario y Geomorfología*, 15 (3-4): 21-36.
- Bodoque, J.M., Díez, A., Martín-Duque, J.F., Gómez, M., Godfrey, A., Pedraza, J., Carrasco, R.M., Sanz, M.A. 2002. Determinación de tasas de erosión utilizando métodos dendrocronológicos en raíces expuestas. Dos ejemplos en la vertiente septentrional de la Sierra de Guadarrama. En: *Estudios recientes (2000-2002) en Geomorfología. Patrimonio, montaña y dinámica territorial* (Serrano, A.García, J.C. Guerra, C.G. Morales y M.T. Ortega, eds.). Sociedad Española de Geomorfología, Dto. de Geomorfología, Universidad de Valladolid, Valladolid:167-182.
- Bodoque, J.M., Díez, A., Martín-Duque, J.F., Sanz, M.A., de Marcelo, G. 2003. Effects of historical urban development on flood hazard: the Clamores river watershed and the town of Segovia (Central Spain). En: *Thondycraft, V.R.*,

- Benito, G., Barriendos, M., Llasat, M.C. (eds.). Paleofloods, Historical Floods and Climatic Variability: Applications in Flood Risk Assessment, pp. 87-92 (Proceedings of the PHEFRA Workshop, Barcelona, 16-19th October, 2002).
- Bodoque, J.M., Díez-Herrero, A., Martín-Duque, J.F., Rubiales, J.M., Godfrey, A., Pedraza, J., Carrasco, R.M., Sanz, M.A. 2005. Sheet erosion rates determined by using dendrogeomorphological analysis of exposed roots: two examples from Central Spain. *Catena*, 64: 81-102.
- Bodoque, J.M., Díez, A., Pedraza, J., Martín-Duque, J.F., Olivera, F. (en prensa). Estimación de la carga sólida en avenidas de derrubios mediante modelos geomecánicos hidrológicos e hidráulicos combinados. Venero Claro (Ávila). Actas IX Reunión Nacional de Geomorfológico. Universidade de Santiago. Santiago de Compostela. Septiembre de 2006.
- Boellstorf, D., Benito, G. 2005. Impacts of set-aside policy on the risk of soil erosion in central Spain. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 107: 231-243.
- de Boodt, M., Gabriels, D., 1980. *Assessment of Erosion*. John Wiley & Sons, Chichester.
- Booth, D., Leavitt, J. 1999. Field evaluation of permeable pavement systems for improved stormwater management. *Journal of the American Planning Association*, 65 (3): 314-326.
- Borga, M., Fontana, G.D., Cazorzi, F. 2002. Analysis of topographic and climatic control on rainfall-triggered shallow landsliding using a quasy-dynamic wetness index. *J. Hydro*, 265: 56-71.
- Bouma, J. 1989. Using soil survey data for quantitative land evaluation. In: Stewart, B.A. (ed.), *Adv. Soil Science.*, vol. 9. Springer Verlag, New York: 177-213
- Brand, E.W. 1981. Some thoughts on rainfall induced slope failures. *Proc. 10th Int. Conf. Soil Mech. Found. Eng.*: 373–76

- Brand, E.W., Premchitt, J., Phillipson, H.B. 1984. Relationship between rainfall and landslides in Hong Kong. In: Proceedings of the 4th International Symposium on Landslides, Toronto, Canada, 1: 377-384.
- Brand, E.W. 1995. Keynote paper: slope instability in tropical areas. In: Bell, DH. (ed.). Landslides. Balkema, Rotterdam: 2031-2051.
- Brandt, J., Thornes, J.B. (eds.). 1996. Mediterranean Desertification and Land Use. Wiley, Chichester.
- Bridges, E.M., Hannan, I.D., Oldeman, L.R., Penning de Vries, F.W.T., Scherr, S.J., Sombatpanib, S. (eds.). 2001. Response to Land Degradation. The Soil and Water Conservation Society of Thailand (SWCST) and others, Bangkok.
- Bronstert, A., Niehoff, D., Bürger, G. 2002. Effects of Climate and Land-Use Change on Storm Runoff Generation: Present Knowledge and Modeling Capabilities, Hydrological Processes, 16: 509-529.
- Brown, C.B. 1943. Discussion of "Sedimentation in reservoirs by J. Witzig" Transactions of the American Society of Civil Engineers, 109: 1080-1086.
- Brown, R.G. 1988. Effects of precipitation and land use on storm runoff. Water Resources Bulletin, 24 (2): 421-425.
- Brown, V.A., McDonnell, J.J., Burns, D.A., Kendall, C., 1999. The role of event water, a rapid shallow flow component, and catchment size in summer stormflow. Journal of Hydrology, 217: 171-190.
- Brune, G.M. 1953. Trap Efficiency of Reservoirs. Transactions of American Geophysical Union, 34 (3): 407-418.
- Bryan, R.B., de Ploey, J. 1983. Comparability of soil erosion measurements with different laboratory rainfall simulators. Catena. Supplement 4: 33-56.
- Bryan, R.B. (ed.). 1990. Soil Erosion. Experiments and Models. Catena, Supplement 17, Cremlingen-Destedt.

- Bullón, T. 1977. Los fenómenos periglaciares en la Sierra de la Mujer Muerta (Sierra de Guadarrama). V Coloquio de Geografía, Universidad de Granada, Granada: 35-40.
- Bullón, T. 1988. El sector occidental de la Sierra de Guadarrama. Consejería de Política Territorial, Comunidad de Madrid, Madrid.
- Burke, S.M., Thornes, J.B. 2004. A Thematic Review of EU Mediterranean Desertification research in Frameworks III and IV: Preface. *Advances in Environmental Monitoring and Modelling*, 1: 1-14.
- Burns, D.T., Vitbar, T., McDonnell, J., Hazte, J., Duncan, J., Kendall, C. 2005. Effects of suburban development on runoff generation in the Croton river basin, New Cork, USA. *Journal of Hydrology*, 311: 266-281.
- Burroughs, E.R., Thomas, B.R. 1977. Declining root strength in Douglas-fir after felling as a factor in slope stability Research Paper INT-190, United States Forest Service, Washington, D.C.
- Busch, G., Suttmöller, J., Krüger, J.P., Gerold, D. 1999. Regionalization of runoff formation by aggregation of hydrological response units: a regional approach. In *Regionalization in Hydrology*, Diekkrüger, B, Kirkby M.J., Schroeder U (eds.). IAHS Press, Wallingford: 45–51.
- Butcher, D.P., Labadz, J.C., Potter, W.R., White, P. 1993. Reservoir Sedimentation Rates in the Southern Pennine Region, U.K. In: *Geomorphology and Sedimentology of lakes and Reservoirs*. (J. McManus, R.W. Duck Wiley, eds.): 73-92.
- Butler, D.R. 1987. Teaching general principles and applications of dendrogeomorphology. *Journal of Geological Education*, 35: 64-70.
- Caine, N. 1980. The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows, *Geogr. Ann.*, 62A: 23-27.
- Campbell, R.H. 1975. Soil slips, debris flows, and rainstorms in the Santa Monica Mountains and vicinity, southern California. *US Geol. Surv. Prof. Pap.* 851.

- Cancelli, A., Nova, R. 1985. Landslides in soil debris cover triggered by rainstorms in Valtellina (Central Alps-Italy). In Proceedings 4th International Conference on Landslides, Tokyo. The Japan Geological Society: 267-272.
- Cannon, S.H., Ellen, S.D. 1985. Rainfall conditions for abundant debris avalanches, San Francisco Bay region, California. *Calif Geol*, 38: 267-272.
- Cannon, S.H., Ellen, S.D. 1988. Landslides, floods and marine effects of the storm of Jan 3-5 1982, in the San Francisco Bay region, California. Rainfall that resulted in abundant debris flow activity during the storm. USGS Prof. Paper. 1434: 27-35.
- Canuti, P., Focardi, P., Garzonio, C.A. 1985. Correlation between rainfall and landslides. *Bulletin of the International Association of Engineering Geologists*, 31: 49-54.
- Caris, J.P.T, Van Asch, T.W.J. 1991. Geophysical, geotechnical and hydrological investigations of a small landslide in the French Alps. *Eng Geol*, 31: 249-276.
- Carrara, P.E., Carroll, T.R., 1979. The determination of erosion rates from exposed tree roots in the Piceance Basin, Colorado. *Earth Surface Processes*, 4: 307-317.
- Carrasco, R.M., Pedraza, J. 1992. Fenómenos gravitacionales en el Valle del Jerte: tipologías y significado morfológico. En F. López Bermúdez et al. (eds.), *Estudios de Geomorfología en España*: 435- 444. Murcia.
- Carrasco, R.M., Pedraza, J., Martín-Duque, J.F., Mattera, M., Sanz, M.A. 2000. Landslide susceptibility zoning for risk analysis using a geographical information system (GIS) in the Jerte Valley (Spanish Central System). In C.A. Brebbia, (ed.) *Risk Analysis II*: 329-344, WIT press, Southampton.
- Carrasco, R.M., Pedraza, J., Martín-Duque, J.F., Sanz, M., Mattera, M., Bodoque, J.M. 2003a. Hazard Zoning for Landslides Connected to Torrential Floods in the Jerte Valley (Spain) by using GIS Techniques. *Natural Hazards*, 30: 361-381.
- Carrasco, R.M., Pedraza, J., Martín-Duque, J.F., Mattera, M., Bodoque, J.M., Sanz, M.A., Díez-Herrero, A. 2003b. Cartografía de zonas de susceptibilidad o

- propensión a los movimientos en masa en el Valle del Jerte (Sistema Central Español). En: F. J. Ayala y J. Corominas (eds.), Mapas de susceptibilidad a los movimientos de ladera con técnicas SIG.: 133-153. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Carson, M.A., Petley, D.J. 1970. The existence of threshold hillslopes in the denudation of the landscape. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 49: 71–95.
- Carter, W.R. 1961. Magnitude and frequency of floods in suburban areas. US Geological Survey Professional Paper 424-B: B9-B11.
- Casagrande, A. 1976. Liquefaction and cyclic deformation of sands—a critical review. *Harv. Soil Mech. Ser.* 88.
- Casas-Planes, A.; Benito, G.; Díez-Herrero, A.; Barriendos, M. 2003. SPHERE-GIS: Implementation of an Historical and Paleoflood Geographical Information System. In: V.R. Thorndycraft, G. Benito, M. Barriendos, M.C. Llasat (Eds.), *Palaeofloods, Historical Data & Climatic Variability: Applications in Flood Risk Assessment* (Proceedings of the PHEFRA International Workshop, Barcelona, 16-19th October, 2002), Centro de Ciencias Medioambientales (CSIC), 56, 363-368.
- Centeno, J.D., Pedraza, J., Ortega, L.I. 1983. Estudio geomorfológico, clasificación del relieve de la Sierra de Guadarrama y nuevas aportaciones sobre su morfología glacial. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geológica)*, 8(3-4): 153-171.
- Center for Watershed Protection (CWP). 2003. Impacts of Impervious Cover on Aquatic Systems, Maryland.
- Chapman, G. 1948. Size of raindrops and their striking force at the soil surface in a red pine plantation. *Trans. Am. Geophys. Union*, 29: 664-670.
- Chappell, N.A., Ternan, J.L., Williams, A.G., Reynolds, B. 1990. Preliminary analysis of water and solute movement beneath a coniferous hillslope in mid-Wales, U.K. *Journal of Hydrology*, 116: 201– 215.

- Chen, E., Scott Mackay, D. 2004. Effects of distribution-based parameter aggregation on a spatially distributed agricultural nonpoint solution model. *Journal of Hydrology*, 295: 211-224.
- Chen, H., Dadson, S., Chi, Y. 2006. Recent rainfall-induced landslides and debris flow in northern Taiwan. *Geomorphology*, 77(1-2): 112-125.
- Chow, V.T. 1959. *Open-channel Hydraulics*. McGraw-Hill, New York, NY.
- Chow, V.T., Maidment, D.R., Mays, L.W. 1988. *Applied hydrology*. McGraw-Hill, New York, NY.
- Churchill, M.A. 1948. Discussion of Analysis and Use of Reservoir Sedimentation Data by L.C. Gottschalk. *Proceedings of Federal Inter-Agency Sedimentation Conference*.
- Clark, C.O. 1945. Storage and the unit hydrograph. *Transactions, ASCE*, 110: 1419-1446.
- Clark Labs. 2001. *IDRISI 32 (Version I32.2)*. Clark University, Worcester, M.A.
- Clotet, N., Gallart, F. 1986. Sediment yield in a mountainous basin and high Mediterranean climate. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband*, 60: 205-216.
- Conner, W.S. 1999. A computer vision based tree ring analysis and dating system. Master of Science Dissertation. The University of Arizona, Tucson.
- Cook, E.R., Peters, K. 1981. The Smoothing Spline: A New Approach to Standardizing Forest Interior Tree-Ring Width Series for Dendroclimatic Studies. *Tree-Ring Bulletin, The University of Arizona*, Vol. 41: 45-53.
- Cook, E.R. 1985. A Time Series Approach to Tree-Ring Standardization. Ph.D. Dissertation, The University of Arizona, Tucson.
- Cook, E.R. 1987. The decomposition of tree-ring series for environmental studies. *Tree-Ring Bulletin* 47: 37-59.

- Cook, E.R. 1990. A conceptual linear aggregate model for tree rings. *Methods of Dendrochronology: Applications in the Environmental Sciences*. Eds.: E.R. Cook, L.A. Kairiukstis. Dordrecht, Netherlands, Kluwer Academic Publishers: 98-104.
- Corominas, J., Moya, J. 1999. Reconstructing recent landslide activity in relation to rainfall in the Llobregat River basin, Eastern Pyrenees, Spain. *Geomorphology*, 30(1-2): 79-93.
- Corwin, D.L., Lesch, S.M., 2005. Apparent soil electrical conductivity measurements in agriculture. *Comp. Electron. Agric.* 46 (1-3): 11-43.
- Corwin, D.L., Lesch, S.M., Oster, J.D., Kaffka, S.R. 2006. Monitoring management-induced spatio-temporal changes in soil quality through soil sampling directed by apparent electrical conductivity. *Geoderma*, 131: 369-387.
- Costa, J.E. 1984. Physical geomorphology of debris flow. In: Costa, J.E., Fleiser, P.J. (eds). *Developments and Applications of Geomorphology*. Springer, Berlin: 268-317.
- Coulomb, C.A. 1773. Sur une application des regles de maximis et minimis a quelques problèmes des statique relatifs `a l'architecture. *Acad. R. Sci. Mém. Math. Phys. Par divers savants*, 7: 343-82.
- Cropper, J.P. 1979. Tree-Ring Skeleton Plotting by Computer. *Tree-Ring Bulletin*, 39: 47-54.
- Crosta, G., Marchetti, M. 1993. Frane superficiali nel medio tratto della Valle Olona. In: Del Petre, M. (ed.) *Proc. Of 3rd Conv. Naz. Giov. Ricerc. Geol. Applicata*, Potenza 28-30 October, *Geol. Applicata e Idrogeologia*, Bari: 327-337.
- Crosta, G. 1998. Regionalization of rainfall thresholds: an aid to landslide hazard evaluation. *Environ Geol*, 35 (2-3): 131-145.
- Crozier, M.J., Eyles, R.J., Marx, S.L., McConchie, J.A., Owen, R.C. 1980. Distribution of landslides in the Wairarapa hill country. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 23: 575-586.

- Crozier, M.J. 1986. Landslides: causes, consequences and environment. Croom Helm, London.
- Crozier, M.J. 1997. The Climate-landslide couple: a southern hemisphere perspective. In: Matthews, J.A., Brunsden, D., Frenzel, B., Glaeser, B., Weiss, M.M. (eds.), Rapid Mass Movement as a Source of Climatic Evidence for the Holocene. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart: 333-354.
- Crozier, M.J. 1999. Prediction of rainfall-triggered landslides: a test of the antecedent water status model. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24: 825-833.
- Cruse, R.M., Larson, W.E. 1977. Effect of soil shear strength on soil detachment due to raindrop impact. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 41: 777-781.
- Cudennec, C., Fouad, Y., Sumarjo Gatot, Y., Duchesne, J. 2004. A geomorphological explanation of the Unit Hydrograph concept. *Hydrol. Process.*, 18: 603-621.
- Danzer, S.R. 1996. Rates of slope erosion determined from exposed roots of ponderosa pine at Rose Canyon Lake, Arizona. In: Dean, J., Meko, D.M., Sewtnam, T.W., eds. Tree Rings, Environment, and Humanity. Radiocarbon 1996, Proceedings of the international conference, Tucson, Arizona, 17-21 May 1994. Department of Geosciences, The University of Arizona, Tucson, Arizona: 671-678.
- Daugherty, R.L., Franzini, J.B., Finnemore, E.J. 1989. Fluid mechanics with Engineering Applications. McGraw Hill, Singapore.
- Deganutti, A.M., Marchi, M., Arattano, M. 2000. Rainfall and debris flow occurrence in the Moscardo basin (Italian Alps). In: Wieczorek, G.F., Naeser, N.D. (eds), Proceedings 2nd International Conference on Debris –Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment. American Society of Civil Engineers, Taipei, Taiwan: 67-72.
- Denlinger, R.P., Iverson, R.M. 1990. Limiting equilibrium and liquefaction potential in infinite submarine slopes. *Mar. Geotechnol.*, 9:299–312.

- DGPC y DGOH 1985a. Estudio de Inundaciones Históricas. Mapas de Riesgos Potenciales. Cuenca del Tajo, Dirección General de Protección Civil y Dirección General de Obras Hidráulicas. 2 vol. pag. var.
- DGPC y DGOH 1985b. Estudio de las Acciones para Prevenir y Reducir los Daños Ocasionados por Inundaciones. Cuenca del Tajo, Dirección General de Protección Civil y Dirección General de Obras Hidráulicas. 5 vol. pag. var.
- Dhakal, A.S., Sidle, R.C. 2004. Distributed simulations of landslides for different rainfall conditions. *Hydrological Processes*, 18: 757–776.
- Dieterich, J.H., Swetnam, T.W. 1984. Dendrochronology of a fire-scarred ponderosa pine. *Forest Science*, 30(1): 238-247.
- Dietrich, W.E., Montgomery, D.R., 1998. SHALSTAB: A Digital Terrain Model for Mapping Shallow Landslide Potential. National Council of the Paper Industry for Air and Stream Improvement. Technical Report.
- Díez, A., Martín-Duque, J.F. 1993. Fenómenos gravitacionales en el entorno de la ciudad de Segovia. Análisis de riesgos y aplicación a la Ordenación Territorial. En: R. Ortiz Silla (ed.), *Problemática Geoambiental y Desarrollo*, Universidad de Murcia, Murcia: 681-692.
- Díez, A., Pedraza, J. 1994. Variaciones actuales en el meandro de El Santo (río Alberche). En: Arnáez-Vadillo, J., García-Ruiz, J.M., Gómez-Villar, A. (eds.) (1994). *Geomorfología en España. Actas de la III Reunión de Geomorfología*, Logroño, tomo I: 457-470.
- Díez, A., Pedraza, J. 1997a. Cálculo hidrometeorológico de caudales de avenida en la subcuenca de El Burguillo (río Alberche, Cuenca del Tajo). *Geogaceta*, 21: 93-96.
- Díez, A., Pedraza, J. 1997b. Análisis estadístico de caudales de crecida en la subcuenca de El Burguillo (río Alberche, Cuenca del Tajo). *Geogaceta*, 21: 97-99.

- Díez, A., Sanz, M.A. 1997. Análisis del riesgo de inundaciones en Navaluenga (Ávila): uso combinado de modelos y sistemas de información geográfica. I Seminario Iberoamericano sobre Nuevas Tecnologías y Gestión de Catástrofes, Sesión A- Inundaciones. Dirección General de Protección Civil (Ministerio del Interior), Rivas-Vaciamadrid (Madrid), 22-26 de Septiembre.
- Díez, A., Sanz, M.A. 1998. Análisis de la inundabilidad de Navaluenga (Ávila, Castilla y León). En: Gómez, A. y Salvador, F. (Eds.), Investigaciones recientes de la Geomorfología española, págs. 593-602, Universitat de Barcelona y S.E.G., Barcelona.
- Díez, A., Benito, G., Laín-Huerta, L. 1998. Regional Palaeoflood Databases Applied to Flood Hazards and Palaeoclimate Analysis. In: G. Benito, V.R. Baker, K.J. Gregory (Eds.). Palaeohydrology and Environmental Change. Chapter 24: 335-347, John Wiley & Sons Ltd., Chichester (England).
- Díez, A. 1999. Utilización de los SIGs en el análisis del riesgo de inundación en el Alto Alberche (Cuenca del Tajo). En: L. Laín-Huerta (ed.). Los Sistemas de Información Geográfica en los Riesgos Naturales y en el Medio Ambiente, Capítulo 3, pp. 47-68, ITGE (Ministerio de Medio Ambiente), Madrid.
- Díez, A. 2001. Geomorfología e hidrología fluvial del río Alberche. Modelos y S.I.G. para la gestión de riberas. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid.
- Díez, A. 2002. Aplicaciones de los sistemas de información geográfica al análisis del riesgo de inundaciones fluviales. En L. Laín (ed.), los Sistemas de información geográfica en la gestión de los riesgos geológicos y el medio ambiente: 85-102, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 2002.
- Díez, A. 2003. Geomorfología e Hidrología fluvial del río Alberche. Modelos y SIG para la gestión de riberas. Serie Tesis Doctorales nº 2. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España (Ministerio de Ciencia y Tecnología), Madrid.
- Díez, A. 2004. Geomorfología e Hidrología fluvial del río Alberche. Modelos y SIG para la gestión de riberas. En: DGPC (Ed.), Premios de Investigación en

Ciencias experimentales, técnicas y de la salud sobre Protección Civil para Tesis Doctorales 2003. Dirección General de Protección Civil, CEISE (Ministerio del Interior, Subsecretaría), Madrid.

Díez, A., Sanz, M.A., Pedraza, J. 2004. Indicadores geomorfológicos cuantitativos de la degradación de las riberas fluviales aguas abajo de las presas de embalse. En: J. cachón, T. López-Piñeiro (eds.), Congreso de Restauración de Ríos y Humedales, Serie Congresos, Centro de Estudios y Técnicas Aplicadas (CEDEX): 229-245.

Díez, A. 2005a. Acúmetro: instrumento para la medición de las agujas de erosión. Modelo Pichuli. N.R.P.I.: SG-32/2005 (23-08-2005, 10:30 h), Junta de Castilla y León, Segovia.

Díez, A. 2005b. Geomorfología e Hidrología fluvial del río Alberche. Modelos y SIG para la gestión de riberas. Tesis Doctorales UCM, Ciencias Exactas y de la Naturaleza, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, CD-ROM. ISBN: 84-669-1778-0; D.L. M-36953-2005.

Djokic, D., Ye, Z., Millar, A. 1997. Efficient watershed delineation using ArcView and Spatial Analyst. Proc., 17th Int. ESRI User Conf., Environmental System Research Institute, San Diego, California.

Dolz, J., Gómez, M., Berga, L. 1987. Development of a hydraulic numerical model for sewer networks of Barcelona. Proceedings of IV Int. Conference in Urban Store Drainage: 231-236.

Doran, J.W., Sarrantonio, M., Liebig, M.A. 1996. Soil health and sustainability. (Sparks, D.L. ed.) Advances in Agronomy, Academic Press, San Diego, CA, 56: 1-54.

Douglass, A.E. 1909. Weather cycles in the growth of big trees. Monthly Weather Review, 37(5): 225-237.

Douglass, A.E. 1914. A method for estimating rainfall by the growth of trees. In: E. Huntington, The Climatic Factor as Illustrated in Arid America. Publication 192. Carnegie Institute of Washington, Washington, D.C.: 101-121.

- Douglass, A.E. 1921. Dating our prehistoric ruins: how growth rings in trees aid in establishing the relative ages of the ruined pueblos of the Southwest. *Natural History*, 21(1): 27-30.
- Douglass, A.E. 1929. The secret of the Southwest solved by talkative tree rings. *National Geographic Magazine*, 56(6): 736-770.
- Doyle, M., Harbor, J., Rich, C., Spacie, A. 2000. Examining the effects of urbanization on streams using indicators of geomorphic stability. *Physical Geography*, 21: 155–181.
- Duan, Q., Sorooshian, S., Gupta, V. 1992. Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall–runoff models. *Water Resour. Res.*, 28 (4): 1015–1031.
- Dunne, T., Black, R.D. 1970. Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. *Water Resources Research*, 6: 1296–1311.
- Dunne, T., Leopold, L.B. 1978. *Water in Environmental Planning*. W.H. Freeman and Company, San Francisco.
- Dunne, T. 1994. Hydrogeomorphology—an introduction. *Transactions, Japanese Geomorphological Union*, 15A: 1–4.
- Eardley, A.J., Viavant, W. 1967. Rates of denudation as measured by Bristlecone Pines. Cedar Breaks, Utah. *Utah Geological and Mineralogical Survey, Special Studies*, 21.
- Eckersley, D. 1990. Instrumented laboratory flowslides. *Geotechnique*, 40:489–502.
- Egleson, P.S. 1970. *Dinamic hydrology*. McGraw-Hill, New York, NY.
- Ekern, P.C. 1950. Raindrop impact as the force initiating soil erosion. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 15: 7-13.

- Ellen, S. D. and Fleming R. W.: Mobilization of debris flows from soil slips, San Francisco Bay region, California, Geol. Soc. of America, Reviews in Eng. Geol, 7: 31–40.
- Ellison, W. D. 1947. Soil erosion studies. Agric. Eng., 28, 145, 197, 245, 297, 349, 402, 442.
- Endo, T., Tsuruta, T. 1969. The effects of tree roots on the shearing strength of soil, Annual Report, Forest Experiment Station, Hokkaido: 167-182.
- Engle, J.B. 2000. A computer-assisted tree-ring chronology composition system. M.S. thesis, University of Arizona, Tucson.
- Engman, ET. 1983. Roughness coefficients for routing surface runoff. Proceedings of the conference of frontiers in hydraulics engineering, ASCE: 560-565.
- Environmental System Research Institute (ESRI) 1992. Cell-based modeling with Grid 6.1: Supplement–hydrologic and distance modeling tools. Redlands, Calif.
- Environmental System Research Institute (ESRI) 2000. ArcView GIS 3.2a. Redlands, Calif.
- Fairchild, L.H., 1987, The importance of lahar initiation processes, in: Costa, J.E., Wieczorek, G.F. (eds.). Debris flows/avalanches: Process, recognition, and mitigation: Geological Society of America Reviews in Engineering Geology, v. 7: 51–62.
- Fasken, 1963. Guide for selecting Roughness Coefficient n values for channels. Soil Conservation Service, US Department of Agriculture.
- Fayle, D.F.C. 1968. Radial Growth in Tree Roots. Distribution, Timing, Anatomy, Faculty of Forestry, University of Toronto, Technical Report No. 9, Toronto.
- Felícísmo, A. M. 1994. Modelos digitales del terreno. Introducción y aplicaciones en las ciencias ambientales. Pentalfa, Oviedo.

- Fernández, A., Manrique, E., Genova, M., Creus, J. 1993. Estudio fitoclimatológico de la Serranía de Cuenca en los últimos 300 años. Congreso Forestal Español, Lourizán, 1993, Tomo I: 93-98.
- Fernández, A., Manrique, E. 1997. Nueva metodología científica para la reconstrucción dendroclimática y aplicaciones más importantes. Madrid.
- Fernández, P. 1976. Estudio geomorfológico del Macizo Central de Gredos. Tesis de Licenciatura, Dpto. de Geomorfología y Geotectónica, Universidad Complutense de Madrid (inédito).
- Fernández, P. 1987. Geomorfología del sector comprendido entre el Sistema Central y el Macizo de Santa María de Nieva (Segovia). Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid.
- Fernández, P., 1988. Evolución cuaternaria y sistemas de terrazas en la subfosa terciaria de Valverde del Majano y el Macizo de Santa María la Real de Nieva (Segovia). Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geológica), 84(1-2): 69-83.
- Fernández de Villalta Compagni, M., Díez, A., Benito, G., Laín-Huerta, L. 1998. Implementation of a regional palaeoflood database: the Palaeotagus Database. First Meeting of the Study Group on Environmental Change and Extreme Hydrological Events, International Geographical Union, Centro de Estudos Geograficos, University of Lisbon, August 28-29.
- Ferrer, F.J. 1993. Recomendaciones para el Cálculo Hidrometeorológico de Avenidas. Monografías M-37, Centro de Estudios Hidrográficos (CEDEX, MOPTMA), Madrid.
- Ferrer, M., Ayala, F. 1996. Landslides climatic susceptibility map of Spain. In: Landslides. Proc. 8.^a Int. Conf. And Field trip on landslides. Chacón, Irigaray & Fernández Eds.: 323-333.
- Ferrer, M., Ayala, F. 1997. Relaciones entre desencadenamiento de movimientos y condiciones meteorológicas para algunos deslizamientos de España. IV Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables. Granada, Vol I: 185-198.

- Ferrés, L. 1985. Creixement radial i producció primària neta aèria a l'alzinar de la Castanya (Montseny, Barcelona). *Orsis*, 1: 71 – 79.
- Fischer, Th. 1894. Versuch einer wissenschaftchen Orographie der Iberischen Halbinsel. Dr. A. Pettermanns Mitteil, 40.
- Flanagan, D.C., Nearing, M.A. (eds.) 1995. Technical Documentation, USDA-Water Erosion Prediction Project (WEPP). National Soil Erosion Research Laboratory Report No. 11. U.S. Department of Agriculture, Agriculture Research Service, West Lafayette, IN.
- Fleming, R.W., Ellen, S.D., Albus, M.A. 1989. Transformation of dilative and contractive landslide debris into debris flows —an example from Marin County, California. *Eng. Geol.*, 27: 201–23.
- Ford, D.T., Hamilton, D. 1996. Computer models for water-excess management. Larry W. Mays ed., *Water resources handbook*. McGraw-Hill. NY.
- Forteza, J., Lorenzo, L.F., Najac, N. 1987. Mapa de Suelos de Castilla y León (mapa y memoria). Dirección General del Medio Ambiente y Urbanismo (Servicio de Ordenación del Territorio y Cartografía). Junta de Castilla y León, Valladolid.
- Foster, G.R., Meyer, L.D. 1975. Mathematical simulation of upland erosion using fundamental erosion mechanics. *Proc. Sediment Yield Workshop*, Oxford, MS. USDA Rep., ARS-S-40: 190-207.
- Foster, G.R. 1982. Modeling the erosion process. In *Hydrologic Modeling of Small Watersheds* (C.T. Haan, ed.), ASAE Monograph No.5, St. Joseph, MI: 297-379.
- Fränzle, O. 1978. Formaciones glaciares y periglaciares en el sector oriental del Sistema Central. *Estudios Geográficos*, 34 (151): 203-231.
- Freebairn, D.M., Gupta, S.C., Rawls, W.J. 1991. Influence of aggregate size and microrelief on development of surface soil crust. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55: 188-195.

- Freer, J., McDonell, J., Beven, K.J., Brammer, D., Burns, D., Hopper, R.H., Kendal, C. 1997. Topographic control on subsurface storm flow at the hillslope scale for two hydrologically distinct small catchments. *Hydrol. Process*, 11 (9): 1347-1353.
- Fritts, H.C. 1963. Computer Programs for Tree-Ring Research . *Tree-Ring Bulletin*, 25 (3-4): 2-7.
- Fritts, H.C. 1971. Dendroclimatology and dendroecology. *Quaternary Research*, 1: 419-449.
- Fritts, H.C., 1976. *Tree rings and climate*. New York, NY: Academic Press.
- Fritts, H.C., Swetnam, T.W. 1989. Dendroecology: A tool for evaluating variations in past and present forest environments. *Advances in Ecological Research*, 19: 111-188.
- Flugel, W.A. 1993. Hierarchically structured hydrological process studies to regionalize interflow in a loss covered catchment near Heidelberg, Germany. In: *Exchange Processes at the Land Surface for a Range of Space and Time Scales*, Bolle H.J, Feddes RA, Kalma JD (eds.). IAHS Publication 212., IAHS: Wallingford: 215–223.
- Gallart, F., Calvo, A., López-Bermúdez, F., Puigdefábregas, J. 1992. Analysing badland dynamics as dependent on climate and lithology along the Mediterranean facade of Spain: Research design. En *Methods of Hydrologic Basin Comparison* (M. Robinson, ed.): 152-154. Institute of Hydrology. Wallingford, UK.
- Gandullo, J.M., Ruza, F.C. (Coords.) 1985. *Metodología para la evaluación de la erosión hídrica*. Dirección General del Medio Ambiente (M.O.P.U).
- García Ruiz, J.M. 1999. La producción científica de la geomorfología española y su impacto, a través de las publicaciones periódicas. Instituto Pirenaico de Ecología, Zaragoza.

- García Ruiz, J.M., Arnáez, J., Beguería, S., Seeger, M., Martí-Bono, C., Regüés, D., Lana-Renault, S., White, S. 2005. Runoff generation in an intensively disturbed, abandoned farmland catchment, Central Spanish Pyrenees. *Catena*, 59: 79-92.
- Gärtner, H., Fritz, H., Schweingruber, F.H., Dikau, R. 2001. Determination of erosion rates by analyzing structural changes in the growth pattern of exposed roots. *Dendrochronologia*, 19: 1-11.
- Garzón, M.G. 1972. Estudio morfoestructural de la Sierra de Gredos en la transversal Ávila-Sierra de San Vicente. Tesis de Licenciatura, Universidad Complutense de Madrid.
- Garzón, M.G. 1980. Estudio geomorfológico de una transversal en la Sierra de Gredos Oriental (Sistema Central Español). Ensayo de una cartografía geomorfológico. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid (inérito).
- Gené, C., Espelta, J.M., Gràcia, M, Retana, J., Ortega, M. 1993. Identificación de los anillos anuales de crecimiento de la encina (*Quercus ilex*). *Orsis*, 8: 127-139.
- Germann, P.F., Di Pietro, L. 1999. Scales and dimensions of momentum dissipation during preferential flow in soils. *Water Resources Research*, 35: 1443–1454.
- Ghadiri, H., Payne, D. 1977. Raindrop impact stress and breakdown of soil crumbs. *J. Soil Sci.*, 28: 247-258.
- Giannoni, F., Smith, J.A., Zhang, Y., Roth, G. 2003. Hydrological modeling of extreme floods using radar rainfall estimates. *Advances in Water Resources*, 26(2): 195–203.
- Gilley, J.E., Finkner, S.C. 1985. Estimating soil detachment caused by raindrop impact. *Trans. ASAE*, 28: 140-146.
- Gillham, R.W. 1984. The capillary fringe and its effect upon water-table response. *J. Hydrol.*, 67: 307–24.

- Glade, T., Crozier, M., Smith, P. 2000. Applying probability to refine landslide-triggering rainfall thresholds using an empirical Antecedent Daily Rainfall Model. *Pure and Applied Geophysics*, 157: 1059-1079.
- Glymp, L.H. 1954. Studies of sediment yields from watersheds. *International Association Hidrology, IUGC, 10 th General Assembly, Roma*, 1: 178-191.
- Golden Software, 1999. Surface Mapping System, SURFER (Version 7.00). Golden, Colorado.
- Gómez-Ortiz, A., Pérez-González, A. (eds.). 2001. Evolución reciente de la Geomorfología española. Aportación española a la V Conferencia Internacional de Geomorfología (Tokyo 2001). Sociedad Española de Geomorfología, Servei de Gestió i Evolució del Paisatge (UB), Barcelona-Madrid 2001.
- González de Vallejo, L.I., Ferrer, M., Ortuño, L., Oteo, C. 2002. Ingeniería Geológica. Pearson Educación, Madrid.
- González-Herrero, M. 1997. Vida y muerte del Río Clamor. Una biografía del río de Segovia. Diputación Provincial de Segovia, Segovia.
- González, J.E. (Dtor.) 2001. Las precipitaciones máximas en 24 horas y sus periodos de retorno en España. Un estudio por regiones. Volumen 12, Castilla y León. Serie Monografías, D.G. Instituto Nacional de Meteorología, Ministerio de Medio Ambiente, Madrid.
- Gostelow, T.P. 1991. Rainfall and landslides. In: prevention and control of landslides and other mass movements. Com. of European Communities.
- Graumlich, L.J. 1993. A 1000-year record of temperature and precipitation in the Sierra Nevada. *Quaternary Research*, 39(2): 249-255.
- Gray, D. H., Megahan, W. F. 1981. Forest vegetation removal and slope stability in the Idaho Batholith, Res. Pap. INT-271, Forest Service, U.S. Dept. of Agriculture, Ogden, UT.

- Grayson, R.B., Moore, I.D., McMahon, T.A. 1992a. Physically Based Hydrologic Modeling 1. A Terrain-Based Model for Investigative Purposes. *Water Resources Research*, 28(10): 2639-2658.
- Grayson, R.B., Moore, I.D., McMahon, T.A. 1992b. Physically Based Hydrologic Modeling 2. Is the Concept Realistic. *Water Resources Research*, 28(10): 2659-2666.
- Green, W.H., Ampt, G.A. 1911. Studies in soil physics 1: Flow of air and water through soils. *J. Agricultural Research*, 4: 1-24.
- Greenbaum, N., Bergman, N. 2006. Formation and evacuation of a large gravel-bar deposited during a major flood in a Mediterranean ephemeral stream, Nahal Me'arot, NW Israel. *Geomorphology*, 77 (1-2): 169–186.
- Greenway, D.R. 1987. Vegetation and slope stability. In *Slope Stability*, ed. MG Anderson, KS Richards: 187–230. New York, Wiley.
- Grissino-Mayer, H.D. 1993. An updated list of species used in tree-ring research. *Tree-Ring Bulletin*, 53: 17-43.
- Grissino-Mayer, H.D. 2001. Evaluating crossdating accuracy: a manual and tutorial for the computer program COFECHA.
- Grissino-Mayer, H.D. 2002. Dendrochronology. In *McGraw-Hill Encyclopedia of Science and Technology*, 9th Edition. McGraw-Hill Professional Publishing Group, New York City, New York: 352–356.
- Gupta, V.K., Waymire, E., Wang, C.T. 1980. Representation of an instantaneous unit hydrograph from geomorphology. *Water Resources Research*, 16: 855–862.
- Gutiérrez, M., Rodríguez Vidal, J. 1978. Consideraciones sobre la morfogénesis del Sistema Central. *Boletín Geológico y Minero* LXXXIX (II): 109-113.
- Gutiérrez, M., Sancho, C., Arauzo, T. 1998. Scarp retreat in semiarid environments from talus flatirons (Ebro Basin). *Geomorphology*, 25: 111-121.

- Guzzetti, F., Carrara, A., Cardinali, M., Reichenbach, P. 1999. Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy. *Geomorphology*, 31: 181-216.
- Haigh, M.J. 1977. The use of erosion pins in the study of slope evolution. British Geomorphological Research Group. Technical Bulletin, 18: 31-49.
- Hairsine, P.B., Rose, C.W. 1991. Rainfall detachment and deposition: Sediment transport in the absence of flow-driven processes. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55 (2): 320-324.
- Harp, E.L., Chleborad, A.F., Schuster, R.L., Cannon, S.H., Reid, M.E., Wilson, R.C. 1997. Landslides and Landslide hazards in Washington State Due to February 5-9 Storm. US. Geological Survey Administrative Report, Denver CO.
- Heikkinen, O. 1994. Using dendrochronology for the dating of land surfaces. In C. Beck, ed., *Dating in Exposed and Surface Contexts*. University of New Mexico Press, Albuquerque: 213-235.
- Helwegger, F., Maidment, D.R. 1999. Definition and connection of hydrologic elements using geographic data. *J. Hydro. Engrg., ASCE*, 4 (1): 10-18.
- Hemanatha, J., Willgoose, G. 1996. Hydrology-Geomorphology conceptual model for the prediction of saturation area. *EOS. Trans. AGU* 77, W34.
- Henderson, F.M. 1966. *Open channel flow*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ.
- Hernández-Pacheco, F. 1933. El glaciarismo cuaternario de La Serrota (Ávila). *Bol. R. Soc. Esp. His. Nat.*, 33: 417-420.
- Hernández-Pacheco, F., Vidal Box, C. 1934. El glaciarismo cuaternario de La Serrota (Ávila). *Mem. Com. Inv. Geol. Geogr. Prehist*, 1.
- Hernández-Pacheco, F. (Dtor.) 1957. *Livret-Guide de l'excursion C₁, Gredos*. V Congr. Intern. INQUA, Madrid-Barcelona.

- Hewlett, J.D., Hibbert, A.R. 1967. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In *Proceedings of the International Symposium on Forest Hydrology*, Sopper WE, Lull HW (eds). Pergamon: New York: 275–290.
- Hewlett, J.D. 1979. Hillslope hydrology; book review. Kirkby, M.J (ed.). *Sedimentary Geology*, 24 (1-2): 187-188.
- Hewlett, J.D. 1982. *Principles of forest hydrology*, The University of Georgia Press, Athens.
- Hicks, D.M., Mason, P.D. 1991. Roughness characteristics of New Zealand rivers. Water Resources Survey, DSIRM Marine and Freshwater, New Zealand, June 1991.
- Higgins, C.G., Coates, D.R. (eds). 1990. *Groundwater Geomorphology; the Role of Subsurface Water in Earth-Surface Processes and Landforms*. Geological Society of America Special Paper 252 . Geological Society of America: Boulder, Co.
- Hillel, D. 1980. *Fundamentals of soil Physics*. Acad. Press, New York, United States.
- Hillam, J. 1998. *Dendrochronology: guidelines on producing and interpreting dendrochronological dates*. Ancient Monuments Laboratory, Conservation and Technology, English Heritage, London.
- Holmes, R.L. 1983. Computer-Assisted Quality Control in Tree-Ring Dating and Measurement. *Tree-Ring Bulletin*, 43: 69-78.
- Holko, L., Lepistö, A. 1997. Modeling the hydrological behaviour of a mountain catchment using Topmodel. *Journal of hydrology*, 196: 361-377.
- Holmes, R.L., Fritts, H.C. 1986. *Procedures used in the chronology development work including users manuals for computer programs COFECHA and ARSTAN*. Laboratory for Tree-Ring Research, University of Arizona, Tucson.

- Holzhauser, H., Zumbuehl, H.J. 1996. On the history of the Lower Grindelwald Glacier during the last 2800 years - palaeosols, fossil wood and historical pictorial records - new results. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 104: 95-127.
- Horton, R.E. 1933. The role of infiltration in the hydrological cycle. *Trans. Am. Geophys. Un.*, 14: 446-460.
- Horton, R.E. 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological Society America Bulletin*, 56: 275-370.
- Hudson, N.W. 1981. *Soil Conservation*. Batsford, London.
- Hundecha, Y., Bárdossy, A. 2004. Modeling of the effect of land use changes on the runoff generation of a river basin through parameter Regionalization of a watershed model, *Journal of Hydrology*, 292: 281-295.
- Hutchinson, J.N. 1986. A sliding-consolidation model for flow slides. *Can. Geotech. J.*, 23: 115–126.
- Hutton, J. 1785. *System of the Earth*, and 1788, *Theory of the Earth*. In *Contributions to the History of Geology*, Vol. 5 (1973), edited by G.W. White.
- Hydrologic Engineering Center (HEC) 1995. RD42, Flow transitions in bridge backwater analysis. US Army Corps of Engineers, Davis, CA. September 1995.
- ICONA 1974. *Inventario Forestal Nacional. Región Nordeste*. Ministerio de Agricultura, Madrid.
- ICONA 1980. *Las frondosas en el primer Inventario Nacional Forestal*. Ministerio de Agricultura, Madrid.
- ICONA 1988. *Agresividad de la lluvia en España: valor del factor R de la Ecuación Universal de Pérdida del Suelo*. MAPA, Madrid.
- ICONA 1994. *Segundo Inventario Forestal Nacional: 1986 - 1995*. Castilla y León. Segovia. Instituto Nacional para la Conservación de la Naturaleza, Madrid.

- lida, T. 2004. Theoretical research on the relationship between return period of rainfall and shallow landslides. *Hydrological Processes*, 18: 739–756.
- ITGE 1990. Hoja 507 (17-20) El Espinar (mapa y memoria). En: Mapa geológico de España, Escala 1:50.000, Segunda Serie, Primera Edición, Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid.
- ITGE 1991a. Hoja 457 (18-18) Turégano (mapa y memoria). En: Mapa geológico de España, Escala 1:50.000, Segunda Serie, Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid.
- ITGE 1991b. Hoja 458 (19-18) Prádena (mapa y memoria). En: Mapa geológico de España, Escala 1:50.000, Segunda Serie, Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid.
- ITGE 1991c. Hoja 482 (17-19) Valverde del Majano (mapa y memoria). En: Mapa geológico de España, Escala 1:50.000, Segunda Serie, Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid.
- ITGE 1991d. Hoja 483 (18-19) Segovia (mapa y memoria). En: Mapa geológico de España, Escala 1:50.000, Segunda Serie, Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid.
- ITGE 1991e. Hoja 484 (19-19) Buitrago de Lozoya (mapa y memoria). En: Mapa geológico de España, Escala 1:50.000, Segunda Serie, Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid.
- ITGE 1991f. Hoja 508 (18-20) Cercedilla (mapa y memoria). En: Mapa geológico de España, Escala 1:50.000, Segunda Serie, Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid. 104 pp.
- Iverson, R.M., Major, J.J. 1986. Groundwater seepage vectors and the potential for hillslope failure and debris-flow mobilization. *Water Resour. Res.*, 22:1543–48.
- Iverson, RM. 1992. Sensitivity of stability analyses to groundwater data. In *Landslides. Proc. 6th Int. Symp. Landslides*, Vol. 1, ed.DHBell: 451–57. Rotterdam, Balkema.

- Iverson, R.M., Reid, M.E., LaHusen, R.G. 1997. Debris flow mobilization from landslides. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 1997, 25: 85–138.
- Jackson, L.E., Kostaschuk, R.A., McDonald, G.M. 1987. Identification of debris flow hazard on alluvial fans in the Canadian Rocky Mountains. *Geol. Soc. Am. Rev. Eng Geol.*, VII: 115-124.
- Jarret, R.D. 1987. Errors in slope-area computations of peak discharges in mountain streams. *J. Hydrol. Amsterdam*, 96: 53-67.
- Jarret, R.D., Malde, H.E. 1987. Paleodischarge of the late Pleistocene Bonneville flood, Snake River, Idaho, computed from new evidence, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 99: 127-134.
- Jenkins, A., Ferrier, R.C., Harriman, R., Ogunkoya, Y.O. 1994. A case study in catchment hydrochemistry: conflicting interpretation from hydrological and chemical observations. *Hydrological Processes*, 8: 335– 349.
- Jensen, S.K., Domingue, J.O. 1988. Extracting topographic structure from digital elevation model data for geographic information system analysis. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 54: 1593–1600.
- Jensen, S.K. 1991. Applications of hydrologic information automatically extracted from digital elevation models. *Hydrological Processes*, 5 (1): 31-44.
- Johnson, K.A., Sitar, N. 1990. Hydrologic conditions leading to debris flow initiation. *Can. Geotech. J.*, 27: 789–801.
- Johnson, B.E., Julien, P.Y., Molnar, D.K., Watson, C.C. 2000. The two-dimensional-upland erosion model CASC2D-SED. *J. of the AWRA*, 36 (1): 31-42.
- Johnson, R.M., Warburton, J. 2006. Variability in sediment supply, transfer and deposition in an upland torrent system: Iron Crag, northern England. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31 (7): 844-861.
- Jones, P.D., Briffa, K.R., Pilcher, J.R. 1984. Riverflow reconstruction from tree rings in southern Britain. *Journal of Climatology*, 4: 461-472.

- Kang, S., Park, J.I., Singh, V. 1998. Effect of urbanization on runoff characteristics of the On-Cheon Stream watershed in Pusan, Korea. *Hydrological Processes*, 25: 351-363.
- Karlén, W. 1984. Dendrochronology, mass balance and glacier front fluctuations in northern Sweden. In N.A. Moerner and W. Karlén, eds., *Climatic Changes on a Yearly to Millennial Basis*. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht: 263-271.
- Karlén, D.L., Mausbach, M.J., Doran, J.W., Cline, R.G., Harris, R.F., Schuman, G.E. 1997. Soil quality: A concept, definition, and framework for evaluation. *Soil Science Society American Journal*, 61: 4-10.
- Karr, J.R. 1992. Ecological integrity: Protecting earth's life support systems. (Costanza, R., Norton, B.G., Haskell, B.D. eds.), *Ecosystem Health-New Goals for Environmental Management*, Island Press, Washington, DC: 223-238.
- Kasai, M. 2001. Estimation of temporally averaged sediment delivery ratio using aggradational terraces in headwater catchments of the Walpaoa river, North island, New Zealand. *Earth Surf. Process. Landforms*, 26: 1-16.
- Katsuyama, M.N., Ohte, N., Kobashi, S. 2001. A three-component end-member analysis of streamwater hydrochemistry in a small Japanese forested headwater catchment. *Hydrological Processes*, 15: 249-260.
- Keefer, D.K., Wilson, R.C., Mark, R.K., Brabb, E.E., Brown, W.M., Ellen, S.D., Harp, E.L., Wieczorek, G.F., Alger, C.S., Zatzkin, R.S. 1987. Real-time landslide warning during heavy rainfall. *Science*, 238: 921-925.
- Kemper, W.D., Rosenau, R.C., Dexter, A.R. 1987. Cohesion development in disrupted soils as affected by clay and organic matter content and temperatures. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51: 860-867.
- Kesseli, J.E. 1943. Disintegrating soil slips in the Coast Ranges of central California. *J. Geol.*, 51: 342-52.
- Kieffer Weisse, A., Bois, P.H. 2001. Topographic effects on statistical characteristics of heavy rainfall and mapping in the French Alps. *Journal of Applied Meteorology*, 40: 720-740.

- Kim, Y., Engel, B.A., Lim, K.J., Larson, V., Duncan, B. 2002. Runoff impacts of land-use change in indian river lagoon watershed. *Journal of Hydrologic Engineering*, 7 (3): 245-251.
- Kim, H.J., Sidle, R.C., Moore, R.D. 2005. Shallow lateral flow from a forested hillslope: Influence of antecedent wetness. *Catena*, 60: 293-306.
- Kinnell, P.I.A. 1988. The influence of flow discharge on sediment concentrations in raindrop induced flow transport. *Aust. J. Soil Res.*, 26: 575-582.
- Kirkby, M.J., Chorley, R.J. 1967. Throughflow, overland flow and erosion. *Bulletin of the International Association of Scientific Hydrology* 12: 5–21.
- Kirkby, M.J., Morgan, R.P.C. 1980. *Soil Erosion*. John Wiley & Sons, Chichester.
- Kochel, R.C., Baker, V.R. 1982. Paleoflood hydrology, *Science*, 215: 353-361.
- Krause, C., Eckstein, D. 1993. Dendrochronology of roots. *Dendrochronologia*, 11: 9-23.
- Kytomaa, H.K. 1993. Liquefaction and solidification. In *Particulate Two-Phase Flow*, ed. MCRoco: 861–83. Boston: Butterworth-Heinemann.
- Laflen, J.M., Elliot, W.J., Flanagan, D.C., Meyer, C.R., Nearing, M.A. 1997. WEPP —predicting water erosion using a process-based model. *Journal of Soil and Water Conservation*, 52: 96-102.
- Lal, R. 1994. *Soil Erosion Research Methods*, second edition. SWSC.
- La Marche, V.C., Jr. 1963. Origin and geologic significance of buttress roots of bristlecone pines, White Mountains, California, U.S. Geological Survey Professional Paper, 475-C: C149-C150.
- La Marche, V.C., Jr. 1968. Rates of slope degradation as determined from botanical evidence, White Mountains, California, U.S. Geological Survey Professional Paper, 32-I: 341-377.

- Lambe, T.W., Whitman, R.V. 1979. Soil Mechanics. New York: Wiley.
- Landphair, H.C., Klatt, F. 1998. Landscape Architecture Construction, Third Edition, Prentice Hall PTR, Upper Saddle River, New Jersey.
- Larsen, M.C., Wieczorek, G.F., Eaton, S., Sierra, H.T. 2001. The Venezuela landslide and flashfloods disaster of december 1999. In: Mugnai A, Guzzetti F. (eds.), Proceedings of the Second Plinius Conference on Mediterranean Storms. European Geophysical Society: 16-18. October 2000, Siena, Italy.
- Larson, W.E., Pierce, F.J. 1993. The dynamics of soil quality as a measure of sustainable management. (Doran, J.W., Coleman, D.C., Bezdicsek, D.F., Stewart, B.A. eds.) Defining Soil Quality for a Sustainable Environment, SSSA Special Publication, 35: 27-51. Soil Science Society of America.
- Lautensach, H., Meyer, E. 1961. Iberische Mesete und Iberische Masse. Z.Geomorph., 5: 161-180.
- Lazaro, T.M. 1990. Urban Hydrology: a multidisciplinary perspectiva, revised edition. Lancaster, PA: Technomic Publishing Company.
- Lehtonen, H., Huttunen, P. 1997. History of forest fires in eastern Finland from the fifteenth century AD -the possible effects of slash-and-burn cultivation. The Holocene, 7(2): 223-228.
- Leopold, L.B., Wolman, G.M., Miller, J.P. 1964. Fluvial processes in geomorphology. W.H. Freeman: San Francisco, Calif.
- Li, Y., Poesen, J., Yang, J.C., Fu, B., Zhang, J.H. 2003. Evaluating gully erosion using ^{137}Cs and $^{210}\text{Pb}/^{137}\text{Cs}$ ratio in a reservoir catchment. Soil and Tillage Research, 69: 107–115.
- Lin, H.S., Kogelmann, W., Walker, C., Bruns, M.A. 2006. Soil moisture patterns in a forested catchment: A hydropedological perspective. Geoderma, 131: 345-368.

- Loch, R.J. 1984. Field rainfall simulator studies on two clay soils of the Darling Downs, Queensland. III. An evaluation of current methods of deriving soil erodibilities (K factors). *Australian Journal Soil Research*, 22: 401-412.
- Loissant, P., Rapp, M. 1971. Répartition de la matière orgánique, productivité et cycles des éléments minéraux dans des écosystèmes de climat méditerranéen. In: (Duvigneaud, P. ed. *Productivité des Écosystèmes Forestiers*. UNESCO, Paris: 597 – 611.
- López, F., Pérez, A., Aguiló, J. 1987. Mapa de Estados Erosivos. Cuenca Hidrográfica del Duero. Instituto Nacional para la Conservación de la Naturaleza, Ministerio de Agricultura Pesca y Alimentación, Madrid.
- López, F., Pérez-Soba, A., Aguiló, J., Rabade, J.M., Montalvo, J., Carles, S., Cocero, A., Hernández, L., Ortega, M. 1987. Mapa de Estados Erosivos. Cuenca Hidrográfica del Duero. Instituto Nacional para la Conservación de la Naturaleza, Ministerio de Agricultura Pesca y Alimentación, Madrid.
- Madsen, H. 2000. Automatic calibration of a conceptual rainfall–runoff model using multiple objectives functions. *Journal of Hydrology*, 235: 276–288.
- Maidment, D. R. 2002. *ArcHydro – GIS for water resources*. ESRI Press. Redlands, California.
- Mannering, J.V., Meyer, L.D. 1963. The effects of various rates of surface mulch on infiltration and erosion. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 27: 84-86.
- Ministerio de Agricultura Pesca y Alimentación (MAPA). 1983. *Métodos Oficiales de Análisis*. Ed. M.A.P.A. Madrid.
- Marco, J.B., Fernández, J.F., Moya, J.F. 1983. El diseño hidráulico de las redes de evacuación de aguas pluviales. Un modelo de hidrología urbana. *Revista de Obras Públicas*, Febrero-Marzo: 129-143.
- Marcos, J., Palacios, D. 2004a. Estación para la monitorización de la influencia ecológica y geomorfológico de la nieve. Macizo de Peñalara (Madrid, España). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)*, 99 (1-4):197-207.

- Marcos, J., Palacios, D. 2004b. Efectos de la nieve y la temperatura del suelo en la actividad geomorfológica: primeros resultados de su monitorización en la Sierra de Guadarrama (España). Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.), 99 (1-4): 25-36.
- Marín, J.A. 1962. Gran crecida del Clamores 1733. Collectanea Historica. Estudios Segovianos, t. XIV (XV), 281-287. Manuscrito de la biblioteca de San Quince, procedente de la biblioteca de don Marcelino Laínez y Ortiz de Paz.
- Martens, D.M. 1993. Hydrologic inferences from tree-ring studies on the Hawksbury River, Sydney, Australia. Geomorphology, 8: 147-164.
- Martín-Duque, J.F. 1992. Nuevos datos sobre el glaciario pleistoceno de la Sierra de Guadarrama: los glaciares del arroyo de Las Pozas y del Chorro, y el circo pantanoso (bog cirque) de las Regajeras. En: F. López Bermúdez (ed.), Estudios de Geomorfología en España, Sociedad Española de Geomorfología, Murcia: 393-401.
- Martín-Duque, J.F. 1997. La geomorfología en los estudios del medio físico y planificación territorial. Propuesta metodológica y aplicación a un sector del Sistema Central. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense, Madrid.
- Martín-Duque, J.F., Pedraza, J., Díez, A., Sanz, M.A., Carrasco, R.M. 1998. A geomorphological design for the rehabilitation of an abandoned sand quarry in central Spain. Landscape and Urban Planning, 42:1-14.
- Martín-Duque, J.F., Godfrey, A., Díez, A., Cleaves, E., Pedraza, J., Sanz, M.A., Carrasco, R.M., Bodoque, J.M. 2002. Examples of landscape for assessing environmental conditions and problems in urban and suburban areas. En: Breebbia, C.A., Martín-Duque, J.F., Wadhwa, I.C. (eds.), The sustainable city II. Urban Regeneration and sustainability: 467-476, WIT Press, Southampton, 2002.
- Martín-Duque, J.F., Pedraza, J., Sanz, M.A., Bodoque, J.M., Godfrey, A., Díez, A., Carrasco, R.M. 2003. Landform Classification for Land Use Planning in

Developed Areas: An Example in Segovia Province (Central Spain). *Environmental Management*, 32(4): 488-498.

Mason, D. 2000. An analysis of a methodology for generating watershed parameters using GIS. Master thesis, Dept. of Civil Engineering, University of Texas at Austin, Texas.

Mathys, N., Klotz, S., Esteves, M., Dexcroix, L., Lapetite, J.M. 2005. Runoff and erosion in the black marls of the French Alps: observations and measurements at the plot scale. *Catena*, 63: 261-281.

Matthai, H.F. 1969. Floods in June 1965 in the South Platte River Basin, U.S. Geol. Surv. Water Supply Pap., 1850-B.

Mattheck, C., Breloer, H. 1996 *The Body Language of Trees —a Handbook of Failure Analysis*, HMSO, London.

McCain, J. F., Hoxit, L. R., Maddox, R. A., Chappell, C. F., and Caracena, F. 1979. Storm and flood of July 31–August 1, 1976, in the Big Thompson River and Cache la Poudre River Basins, Larimer and Weld Counties, Colorado, Part A: Meteorology and hydrology. USGS Professional Paper 1115, U.S. Geological Survey, Washington D.C.

McCord, V.A.S. 1987. Late Holocene sediment yield and transport in a northern Arizona drainage basin reconstructed by tree-ring analysis. In: G.C. Jacoby, Jr. and J.W. Hornbeck, compilers, *Proceedings of the International Symposium on Ecological Aspects of Tree-Ring Analysis*, August 17-21, 1986, Tarrytown, New York. U.S. Department of Energy, Publication CONF-8608144: 213-223.

McDonnell, J.J., Owens, J.F., Stewart, M.K. 1991. A case study of shallow flow paths in a steep zero-order basin. *Water Resources Research*, 27: 679–685.

Meyer, L.D., Wischmeier, W.H. 1969. Mathematical simulation of the process of soil erosion by water. *Trans. ASAE*, 12: 754-758.

Miller, C.R. 1953. Determination of the unit weight of sediment for use in sediment volumen computations. U.S. Bureau of Reclamations.

- Ministry of Forest. 1994. Precipitation Related Operational Shutdown Guidelines. Government of British Columbia, Victoria BC, Canada.
- Moglen, G.E., Beighley, R.E. 2002. Spatially explicit hydrologic modeling of land use change, *Journal of the American Water Resources Association*, 38 (1): 241-253.
- Montgomery, D.R., Foufoula-Georgiou, E. 1993. Channel network source representation using digital elevation models. *Water Resour. Res.*, 29: 3934-3952.
- Montgomery, D.R., Dietrich, W.E. 1994. A Physically Based Model for the Topographic Control on Shallow Landsliding Water Resources Research, 30(4): 1153-1171.
- Monturiol, F., Alcalá, L. 1990. Mapa de Asociaciones de Suelos de la Comunidad de Madrid. E.1/200.000. Instituto de Edafología y Biología Vegetal del C.S.I.C. Comunidad de Madrid, Madrid.
- Moore, R.J. 1985. The probability-distributed precipitation and runoff production at point and basin scales. *Hydrol. Sci. J.*, 30: 273-297.
- Moore, I.D., Burst, G.J. 1986. Physical basis of the length-slope factor in the Universal Soil Loss Equation. *Soil Science Society American Journal*, 50: 1294-1298.
- Moore, I.D., O'Loughlin, E.M., Burch, G.J. 1988. A Contour Based Topographic Model for Hydrological and Ecological Applications. *Earth Surface Processes and Landforms*, 13: 305-320.
- Moore, I.D., Grayson, R.B. 1991. Terrain-Based Catchment Partitioning and Runoff Prediction Using Vector Elevation Data. *Water Resources Research*, 27(6): 1177-1191.
- MOPU 1990. Instrucción 5.2.-I.C., Drenaje superficial. Dirección General de Carreteras. Colección Textos de la DGC, 37. Madrid.

- Moreno, F. 1978. El karst de Prádena de la Sierra. Memoria de Licenciatura. Universidad Complutense, Madrid.
- Moreno, F. 1979-1980. El karst de Prádena de la Sierra. *Geographica XXI-XXII*: 77-94.
- Moreno, F., Sanz Donaire, J.J. 1983. Estudio de los sedimentos fluviales en conductos kársticos de Prádena de la Sierra (Segovia). *Actas VI Coloquio de Geografía, AGE, Palma de Mallorca*: 73-80.
- Moreno, F. 1989. Zonas kársticas en la vertiente N de la Sierra de Guadarrama. Tesis Doctoral, Facultad de Geografía e Historia, Universidad Complutense, Madrid.
- Morgan, R.P.C., Quinton, J.N., Smith, R.E., Govers, G., Poesen, J.W.A., Auerswald, K., Chisci, G., Torri, D., Styczen, M.E. 1998. The European Soil Erosion Model (EUROSEM): a dynamic approach for predicting sediment transport from fields and small catchments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23: 527-544.
- Moscip, A.L., Montgomery, D.R. 1997. Urbanization flood, frequency and salmon abundance in Puget Lowlan Streams. *Journal of the American Water Resources Association*, 33 (6): 1289-1297.
- Mosley, M.P. 1979. Streamflow generation in a forested watershed, New Zealand. *Water Resources Research*, 15: 795–806.
- Moss, A.J., Green, P., Hutka, J. 1982. Small Channels: their experimental formation, nature and significance. *Aust. J. Soil Res*, 21: 257-269.
- Moss, A.J., Green, P. 1983. Movement of solids in air and and water by raindrop impact: Effect of drop size and water depth variations. *Aust. J. Soil Res.*, 21: 257-269.
- Moss, A.J., Green, T.W. 1986. Erosive effects of the large water drops (gravity drops) that fall from plants. *Aust. J. Soil Res.*, 26: 9-20.

- Moss, A.J. 1988. Effects of flow velocity variation on rain-driven variation and the role of main impact in the movement of solids. *Aust.J. Soil Res*, 26: 443-450.
- Mulholland, P.J., Wilson, G.V., Jardine, P.M. 1990. Hydrogeochemical response of a forested watershed to storms: effects of preferential flow along shallow and deep pathways. *Water Resources Research*, 26: 3021–3036.
- Munro, M.A.R. 1984. An improved algorithm for crossdating tree-ring series. *Tree-Ring Bulletin*, 44: 17-27.
- Mutchler, C.K. 1967. Parameters for describing raindrop splash. *J. Soil Water Conserv.*, 22: 91-94.
- Mutchler, C.K., Young, R.A. 1975. Soil detachment by raindrops. *Proc. Sediment Yield Workshop*, Oxford, MS. USDA Rep, ARS-S-40: 113-117.
- Nakamura, F., Maita, H., Araya, T. 1995. Sediment routing analysis based on chronological changes in hillslope and riverbed morphologies. *Earth Surface Processes and Landforms*, 20: 333-346.
- National Park Service 1992. *Natural Resources Inventory and Monitoring Guideline: NPS-75*. National Park Service, Washington DC, 37 p.
- National Research Council (NRC). 1988. Estimating probabilities of extreme floods, Methods and recommended research. *Natl. Acad.*, Washington D.C.
- National Research Council (NRC) 1994. *Rangeland health: new methods to classify, inventory, and monitor rangelands*. National Academy Press. National Research Council, Washington DC.
- Nearing, M.A. 1991. A probabilistic model of soil detachment by shallow turbulent flow. *Trans. ASAE*, 34: 81-85.
- Nearing, M.A., Bradford, J.M., Parker, S.C. 1991. Soil detachment by shallow flow at low slopes. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55, 339-344.

- Nearing, M.A., Foster, G.R., Lane, L.J., Finkner, S.C. 1989. A process-based soil erosion model for USDA-Water Erosion Prediction Project Technology. Transactions of the ASAE, 32 (5): 1587-1593.
- Neary, D.G., Swift, L.W. 1987. Rainfall thresholds for triggering a debris avalanching event in the southern Appalachian Mountains. Reviews in Engineering Geology, VII: 81-92.
- NERC. 1975. Flood Studies Report. Nat. Environ. Res. Council. London, Vols, 1-5.
- Nelder, J.A., Mead, R., 1965. A simplex method for function minimization. Comput. J., 7 (4): 308–313.
- Niehoff, D., Fritsch, U., Bronster, A. 2002. Land-use impacts on storm-runoff generation: scenarios of land-use change and simulation of hydrological response in a meso-scale catchment in SW-Germany. Journal of Hydrology, 267: 80-93.
- Noguchi, S., Tsuboyama, Y., Sidle, R.C., Hosoda, I. 1999. Morphological characteristics of macropores and the distribution of preferential flow pathways in a forested slope segment. Soil Science Society of America Journal, 63: 1413–1423.
- Noguchi, S., Tsuboyama, Y., Sidle, R.C., Hosoda, I. 2001. Subsurface runoff characteristics from a forest hillslope soil profile including macropores, Hitachi Ohta, Japan. Hydrological Processes, 15: 2131–2149.
- Novotny, V., Ollem, H. 1994. Water Quality: Prevention, identification and management of diffuse pollution, Van Nostrand Reinhold, New York.
- O'Connor, J.E., Costa, J.E. 1993. Geologic and hydrologic hazards in glacierized in Norh America resulting from 19th and 20th century global warming. Nat Hazards, 8: 121-140.
- Odriozola y Grimaud, J. 1901. Plano de Segovia (detalle). Excmo. Ayuntamiento de Segovia. Acuarela. Ayuntamiento de Segovia.

- Okunishi, K. 1974. Characteristic erosional processes in granitic drainage basins as found in Tanakami Mountain Range, Shiga Prefecture, Japan. *Bulletin of the Disaster Prevention Research Institute*, 24(4): 233–261.
- Okunishi, K. Iida, Y. 1981. Evolution of hillslopes including landslides. *Transactions, Japanese Geomorphological Union*, 2: 291–300.
- Okunishi, K., Suwa, H. 1985. Hydrological approach to debris flow. In *Proceedings of International Symposium on Erosion, Debris Flow and Disaster Prevention*, 3–5 September, Tsukuba, Japan, Science and Technology Agency of Japan: 243–247.
- Okunishi, K., Okuda, S., Suwa, H. 1987a. A large-scale debris avalanche as an episode in slope-channel processes. In *Erosion and Sedimentation in the Pacific Rim*, Beschta RC, Blinn T, Grant GE, Jce GG, Swanson FJ (eds). IAHS Publication 165. IAHS Press: Wallingford, UK: 225–232.
- Okunishi, K., Saito, T., Yoshioka, R. 1987b. Possible hydrological and geomorphological changes due to alteration of forest. In *Forest Hydrology and Watershed Management*, Swanson RH, Bernier PY, Woodard PD (eds). IAHS Publication 167. IAHS Press: Wallingford, UK: 173–179.
- Okunishi, K. 1989. Slopes and their processes. *Transactions, Japanese Geomorphological Union*, 10A: 13–22.
- Okunishi, K. 1991. Hydrogeomorphological interactions —a review of approach and strategy. *Transactions, Japanese Geomorphological Union*, 12: 99–116.
- Okunishi, K. 1994. Concept and methodology of hydrogeomorphology. *Transactions, Japanese Geomorphological Union*, 15A: 5–17.
- Olivera, R., Reed, S., Maidment, D.R. 1998a. HEC-PrePro v. 2.0: An ArcView Pre-Processor for HEC's hydrologic modeling system. *Proc., 18th Int.ESRI User Conf.*, Environmental Systems Research Institute, San Diego, California.

- Olivera, F., Maidment, D.R. 1998b. GIS for hydrologic data development for design of highway drainage facilities. *Transportation Research Record No.*, 1625: 131-138.
- Olivera, F., Famiglietti, J., Asante, K. 2000. Continental-scale flow routing using a source-to-sink algorithm. *Water Resour. Res.*, 36 (8): 2197-2207.
- Olivera, F., Maidment, D.R. 2000. Chapter 5: GIS tools for HMS modeling support. *Hydrologic and hydraulic modeling support with geographic information systems*, D.R. Maidment, D. Djokic, eds., ESRI Press, Redlands, Calif.:85-112.
- Olivera, F. 2001. Extracting information from spatial data for HMS modeling. *Journal of hydrologic engineering*, 6 (6): 524-530.
- Olivera, F., Bodoque, J.M., Logsdon, K. 2006. Herramientas cartográficas y su connexion con modelos hidrológicos e hidráulicos. En: Díez Herrero, A., Laín Huerta, L., Llorente Isidro, M. (eds.). *Mapas de peligrosidad de inundaciones. Métodos, experiencias y aplicación*. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España: Medio Ambiente. Riesgos Geológicos, Nº 7: 143-157. Madrid.
- O'Loughlin, E.M. 1986. Prediction of surface saturation zones on natural catchments by topographic analysis. *Water Resour. Res.*, 22(5): 794-804.
- Olson, K.R., Lal, R., Norton, L.D. 1994. Evaluation of methods to study soil erosion-productivity relationships. *J. Soil and Water Conserv.*, 49: 588-590.
- Onda, Y. 1992. Influence of water storage capacity in the regolith zone on hydrological characteristics, slope processes, and slope form. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, Nene Forge, 36: 165–178.
- Onda, Y., Okunishi, K., Iida, T., Tsujimura, M. (eds). 1996. *Hydrogeomorphology: The Interaction of Hydrologic and Geomorphic Processes*. Kokon-Shoin: Tokyo, Japan (en japonés).

- Onda, Y. 1994. Seepage erosion and its implication to the formation of amphitheater valley heads: a case study at Obara, Japan. *Earth Surface Processes and Landforms*, 19: 627–640.
- Ostendorf, B., Manderscheid, B. 1997. Seasonal modeling of catchment water balance: a two level cascading modification of TOPMODEL to increase the realism of spatio-temporal processes. *Hydro. Process.*, 11: 1231-1242.
- Pachepsky, Y.A., Rawls, W.J., Lin, H.S. 2006. Hydropedology and pedotransfer functions. *Geoderma*, 131: 308-316.
- Pack, R.T., Tarboton, D.G., Goodwin, C.N. 1998. The SINMAP Approach to Terrain Stability Mapping, Paper Submitted to 8th Congress of the International Association of Engineering Geology, Vancouver, British Columbia, Canada 21-25 September 1998.
- Palacios, D., Marcos, F.J. 2000. Peñalara: procesos actuales y recientes en alta montaña. En J.J. Sanz Donaire, M.E. Pérez González (eds.), *XV Jornadas de Campo de Geografía Física*, Universidad Complutense de Madrid, Madrid: 41-61.
- Palacios, D., Andrés, N., Luengo, E. 2003a. Distribution and effectiveness of nivation in Mediterranean mountains: Peñalara (Spain). *Geomorphology*, 54 (3-4): 157-178.
- Palacios, D.; García, R.; Rubio, V., Vigil, R. 2003b. Slope debris flows as a step in the evolution of the drainage system in a weathered granitic massif: Sierra de Gredos, Spain. *Catena*, 51:115-140.
- Palmer, R.S. 1965. Waterdrop impact forces. *Trans.ASAE*, 8: 69-70.
- Panshin, A.J., de Zeeuw, C. 1970. Textbook of wood technology, Volume 1: Structure, identification, uses and properties of the commercial woods of the United States and Canada, New York, McGraw-Hill Book Co.
- Park, S.W., Mitchell, J.K., Bubenzer, G.D. 1983. Rainfall characteristics and their relation to splash erosion. *Trans. ASAE*, 26: 795-804.

- Pasauto, A., Silvano, S. 1998. Rainfall as a trigger of shallow mass movements. A case study in the Dolomites, Italy. *Environmental Geology*, 35 (2-3): 184-189.
- Pearce, A.J., Stewart, M.K., Sklash, M.G. 1986. Storm runoff generation in humid headwater catchments: 1. Where does the water come from? *Water Resources Research*, 22: 1263– 1272.
- Pedraza, J. 1978. Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Español). Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid (inédita).
- Pedraza, J., Villasante, R., Centeno, J.D., Fernández, P. 1990. Geomorfología. En Mapa Geológico de España, Escala 1:50.000, Cercedilla (508). Instituto Tecnológico GeoMinero de España, Madrid.
- Pedraza, J., Bardají, T., Centeno, J.D. Fernández, P. 1991. Geomorfología. Mapa y memoria. En: Mapa Geológico de España, Escala 1:50.000 (Segovia), Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid.
- Pedraza, J. 1994. Sistema Central. En: M. Gutiérrez Elorza (Coord.), Geomorfología de España, Rueda, Madrid: 63-99.
- Pedraza, J., Carrasco, R.M., Díez, A., Martín, J.F., Martín, A., Sanz, M.A. 1996. Geomorfología: principios, métodos y aplicaciones. Alcorcón, Madrid: Rueda, D.L.
- Peters, D.L., Buttle, J.M., Taylor, C.H., LaZerte, B.D. 1995. Runoff production in a forested, shallow soil, Canadian Shield basin. *Water Resources Research*, 31: 1291–1304.
- Pett, G., Foster, I. 1995. Rivers and landscape. London Edward Arnold.
- Pfister, C. 1999. Wetternachhersage: 500 Jahre klimavariationen und naturkatastrophen 1496-1995, Haupt, Bern, Switzerland.
- Phillips, J.V., Ingersol, T.L. 1998. Verification of roughness coefficients for selected natural and constructed channels in Arizona, U.S. *Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1584.

- Pierson, T.C., Costa, J.E. 1987. Rheologic classification of subaerial sediment-water flows, en Costa, J.E. y Wieczorek, G.F. (eds.). Debris flows/avalanches—process, recognition, and mitigation: Geological Society of America, Reviews in Engineering Geology, v. 7: 1-12.
- Plafker, G., Ericksen, G.E. 1978. Nevados Huascaran avalanches, Peru. In Rockslides and Avalanches. 1: Natural Phenomena, ed. B Voight: 277–314. Amsterdam: Elsevier.
- Porta, J., López-Acevedo, M., Roquero, C. 1994. Edafología para la Agricultura y el Medio Ambiente. Ediciones Mundi Prensa, Madrid.
- Pradel, D., Raad, G. 1993. Effect of permeability on surficial stability of homogeneous slopes. J Geotech Eng ASCE, 119: 315-332.
- Rahardjo, H., Lim, T.T., Chang, M.F., Fredlund, D.G. 1995. Shear strength characteristics of a residual soil. Can Geotech J., 32: 60-77.
- Rawls, W.J., Brakensiek, D.L., Saxton, K.E. 1982. Estimation of soil water properties. Transactions of American Society of Agricultural Engineers. St. Joseph, MI, 25 (5): 1316-2320.
- Reid, M.E., Nielsen, H.P., Dreiss, S.J. 1988. Hydrologic factors triggering a shallow hillslope failure. Bull. Assoc. Eng. Geol., 25: 349–361.
- Reinchenbach, P., Cardinali, M., De Vita, P., Guzzeti, F. 1998. Regional hydrological thresholds for landslides and floods in the Tiber River Basin (Central Italy). Environ Geol., 35 (2-3): 146-159.
- Renard, K.G., Foster, G.R. 1983. Soil conservation: principles of erosion by water. In: Dregne, H.E., Willis, W.O. (Eds.), Dryland Agriculture. Agronomy Monograph No. 23. American Society of Agronomy, Crop Science Society of America, and Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin: 155-176.
- Renard, K.G., Foster, G.R., Weesies, G.A., Porter, J.P. 1991. RUSLE: Revised Universal Soil Loss Equation. Journal Soil Water Conservation, 46: 30-33.

- Renard, K.G., Foster, G.R., Weesies, G.A., McCool, D.K., Yoder, D.C. 1997. Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). U.S. Department of Agriculture, Agriculture Handbook 703.
- Rico, M., Benito, G., Barnolas, A. 2001. Combined palaeoflood and rainfall-runoff assessment of mountain floods (Spanish Pyrenees). *Journal of Hydrology*, 245: 59-72.
- Riezebos, H.Th., Epema, G.S. 1985. Drop shape and erosivity. II: Splash detachment, transport and erosivity indices. *Earth Surf. Processes Landforms*, 10: 69-74.
- Risse, L.M., Nearing, M.A., Nicks, A.D., Laflen, J.M. 1993. Error assessment in the universal soil loss equation. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57: 825–833.
- Ritchie, J.C., McHenry, J.R. 1990. Application of radioactive fallout Cesium-137 for measuring soil erosion and sediment accumulation rates and patterns: a review. *J. Environ. Qual.*, 19: 215-233.
- Rodriguez-Iturbe, I., Valdés, J.B. 1979. The geomorphologic structure of hydrologic response. *Water Resources Research*, 15: 1409–1420.
- Rodríguez, A. 1996. Influencia del transporte de sólidos en embalses. Presa de Puente Alta o de Revenga (Segovia). Informe Técnico (inédito).
- Rogers, M.W., Selby, M.J. 1980. Mechanisms of shallow translational landsliding during summer rainstorms, North Island, New Zealand. *Geogr. Ann. A.*, 62: 11–21.
- Romig, D.E., Garlynd, M.J., Harris, R.F., McSweeney, K. 1995. How farmers assess soil health and soil quality. *Journal Soil Water Conservation*, 50: 225-232.
- de Roo, A.P.J., Jetten, V., Wesseling, C., Ritsema, C. 1998. LISEM: a physically-based hydrologic and soil erosion catchnet model. In: Boardman, J., Favis-Mortlock, D. (Eds.). *Modelling Soil Erosion by Water*. Springer, Berlin: 429-439.

- Rose, C.W. 1985. Developments in soil erosion and soil erosion and deposition models. *Adv. Soil Sci.*, 2: 1-63.
- Rose, C.W., Coughland, K.J., Fentie, B. 1998. Griffith University Erosion System Template (Guest). In Boardman, J., Favis-Mortlock, D. (eds.). *Modelling Soil Erosion by Water*. Springer, Berlin: 399-412.
- Rowlison, D.L., Martin, G.L. 1971. Rational model describing slope erosion. *J.ASCE (IRI)*, 97: 39-50.
- de Salas, L. 2004. Regionalización de leyes IDF para el uso de modelos hidrometeorológicos de estimación de caudales. Tesis Doctoral. Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Montes. Universidad Politécnica de Madrid.
- Sánchez MJ, Farias P, Rodríguez A, Duarte RAM. 1999. Landslide development in a coastal valley in Northern Spain: conditioning factors and temporal occurrence. *Geomorphology*, 30: 115-123.
- Sancho, C., Benito, G. y Gutiérrez, M. 1991. Aguas de erosión y perfiladores microtopográficos. Sociedad Española de Geomorfología. Geoforma Ediciones, Zaragoza.
- Sanz Herraiz, C. 1977. Morfología glaciar en la Sierra de Guadarrama. El modelado de las áreas glaciares y periglaciares (Peñalara–Los Pelados). V Coloquio de Geografía, Universidad de Granada, Granada: 49-55.
- Sanz Herraiz, C. 1988. El relieve del Guadarrama Oriental. Consejería de Política Territorial, Comunidad de Madrid, Madrid.
- Sanz Montero, M.E., Avendaño, R., Cobo, R., Gómez, J.L. 1998. Determinación de la erosión en la cuenca del Segura a partir de los sedimentos acumulados en sus embalses. *Geogaceta*, 23: 135-138.
- Sasitharan, S., Robertson, P.K., Sego, D.C., Morgenstern, N.R. 1993. Collapse behavior of sand. *Can. Geotech. J.*, 30: 569–77.
- Sassa, K. 1984. The mechanism starting liquefied landslides and debris flows. *Proc. 4th Int. Symp. Landslides*, 2: 349–354.

- Scoging, H. 1982. Spatial variations in infiltration runoff and erosion on hillslopes in semiarid Spain. En: Bryan, R.B., Yair, A. (Eds.). *Badland geomorphology and piping*. Geo Books: 89-112.
- Schaake, J.C., Koren, V.I., Duan, Q.I., Mitchell, K., Chen, F. 1996. Simple water balance model for estimating runoff at different spatial and temporal scales. *J. Geophys. Res.*, 101: 7461-7475.
- Scheidegger, AE. 1972. Hydrogeomorphology. *Journal of Hydrology*, 20: 193–215.
- Schueler, T. 1994. The importance of imperviousness. *Watershed Protection Techniques*, 1 (3): 100–111.
- Schueler, 1995. Environmental land planning series: site planning for urban streams protection. Center for Watershed Protection Publication No. 95708. Metropolitan Washington Council of Governments, Washington, DC.
- Schumm, 1962. Erosion on miniature pediments in badlands. National Monument, South Dakota. *Bulletin of the Geological Society of America*, 73: 719-724.
- Schweingruber, F.H. 1988. Tree rings: basics and applications of dendrochronology. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht.
- Schweingruber, F.H., Kairiukstis, L., Shiyatov, S. 1990. Sample selection. In: Cook, E.R., Kairiukstis, L.A. (eds.). *Methods on Dendrochronology. Applications in the Environmental Sciences*. Dordrecht, Kluwer Academic Publisher: 23-35 .
- Schwertmann, U., Rickson, R.J., Awreswald, K. (eds.). 1989. Soil erosion protection measures in Europe. *Proceedings of the European Community Workshop on Soil Erosion Protection*, Freising, FR Germany, Soil Technology Series 1, Catena-Verlag, Cremlingen-Destedt.
- Seaburn, G. S. 1969. Effects of urban development on direct runoff to east meadow brook nassau county, long island, New York. U.S. Geological Survey Professional Paper 627-B.

- Sevink, J., Imeson, A.C., Verstraten, J.M. 1989. Humus form development and hillslope runoff, and the effects of fire and management, under Mediterranean forest in NE-Spain. *Catena*, 16: 461–475.
- Seybold, C.A., Mausbach, M.J., Karlen, D.L., Rogers, H.H. 1998. Quantification of soil quality. In: Lal, R., Kimble, J.M., Follett, R.F., Stewart, B.A. (eds.). *Soil processes and the carbon cycle*. CRC Press, BocaRaton: 387-404.
- Shaimberg, I., Kemper, W.D. 1967. Ion exchange equilibria on montmorillonite. *Soil Science*, 103 (1): 4-9.
- Shainburg, I., Letey, J. 1984. Response of soils to sodic and saline conditions. *Hilgardia*, 52: 1-57.
- Sharma, P.P., Gupta, S.C. 1989. Sand detachment by single raindrops of varying kinetic energy and momentum. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 53: 1005-1010.
- Sharma, P.P., Gupta, S. C., Foster, G.R. 1993. Raindrop-induced soil detachment and sediment transport from interrill areas. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 59: 727-734.
- Sharma, P.P., Gupta, S.C., Rawls, W.J. 1991. Soil detachment by single raindrops of varying kinetic energy. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55: 301-307.
- Sharpley, A.N., Williams, J.R. (Eds). 1990. EPIC: Erosion/Productivity Impact Calculator: 1. Model Documentation. U.S. Department of Agriculture Technical Bulletin No. 1768.
- Shi, Z.H., Cai, Z.F., Ding, S.W., Wang, T.W., Chow, T.L. 2004. Soil conservation planning at the small watershed level using RUSLE with GIS: a case study in Three Gorge Area of China. *CATENA*, 55: 33-48.
- Shroder, Jr., J.F., 1980. Dendrogeomorphology: review and new techniques of tree-ring dating. *Progress in Physical Geography*, 4(1): 161-188.
- Shroder, Jr., J.F., Butler, D.R. 1987. Tree-ring analysis in the earth sciences. In Jacoby, G.C., Hornbeck, J.W. (eds). *Proceedings of the International*

- Symposium on Ecological Aspects of Tree-Ring Analysis. U.S. Department of Energy, Publication CONF-8608144: 186-212.
- Sidle, R.C. Swanston, DN. 1982. Analysis of a small debris slide in coastal Alaska. *Can. Geotech. J.*, 19: 167–74.
- Sidle, R.C. 1992. A theoretical model of the effects of timber harvesting on slope stability, *Water Resour. Res.*, 28: 1897-1910.
- Sidle, R.C., Tsuboyama, Y., Noguchi, S., Hosoda, I., Fujieda, M., Shimizu, T. 1995. Seasonal hydrologic response at various spatial scales in a small forested catchment, Hitachi Ohta, Japan. *Journal of Hydrology*, 168: 227–250.
- Sidle, R.C., Tsuboyama, Y., Noguchi, S., Hosoda, I., Fujieda, M., Shimizu, T. 2000. Stormflow generation in steep forested headwaters: a linked hydrogeomorphic paradigm. *Hydrological Processes*, 14: 369–385.
- Sidle, R.C., Noguchi, S., Tsuboyama, Y., Laureen, K. 2001. A conceptual model of preferential flow systems in forested hillslopes: evidence of self-organization. *Hydrological Processes*, 15: 1675–1692.
- Sidle, R.C., Onda, Y. 2004. Hydrogeomorphology: overview of an emerging science. *Hydrol. Process*, 18: 597-602.
- Sigafoos, R.S., Hendricks, E.L. 1961. Botanical evidence of the modern history of Nisqually Glacier, Washington. U.S. Geological Survey Professional Paper, 387-A: 1-20.
- Singer, M.J., Janitzky, P., Blackard, J. 1982. The influence of exchangeable sodium percentage on soil erodibility. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 46: 117-121.
- Skaggs, RW., Khaleel, R. 1982. Infiltration, Hydrologic modeling of small watersheds. American Society of Agricultural Engineers, St. Joseph, MI.
- Skempton, A.W., de Lory, F.A. 1957. Stability of natural slopes in London Clay. *Proc. 4th Int. Conf. Soil Mech. Found. Eng.*, 2:378–81.

- Smart, G.M., Jaeggi, M.N.R., 1983. Sediment transport on Steep Slopes. Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie. Zürich: ETH Zürich.
- Soil Conservation Services (SCS). 1972. National Engineering Handbook, Section 4, Hydrology, US Govt. Off. Washington D.C.
- Soil Conservation Services (SCS), 1986. Urban hydrology for small watersheds, Technical Release 55. USDA, Springfield, V.A.
- Solé Sabarís, Ll., Font Quer, N., Llopis, N., Masasch, V. 1952. Geografía Física de España. En M. Terán (Coord.), Geografía de España y Portugal, tomo I, Montaner y Simón, Barcelona.
- Stern, R., Ben-Hur, M., Shainberg, I. 1991. Clay mineralogy effect on rain infiltration, seal formation and soil losses. Soil Sci., 152: 455-461.
- Stockton, C.W., Fritts, H.C. 1973. Long-term reconstruction of water level changes for Lake Athabasca by analysis of tree rings. Water Resources Bulletin, 9(5): 1006-1027.
- Stokes, M.A., Smiley, T.H. 1996. An Introduction to Tree-Ring Dating. University of Arizona Press, Tucson, Arizona.
- Stone, J.J., Lane, L.J., Shirley, E.D. 1992. Infiltration and runoff simulation on a plane. Transactions of the ASAE, 35 (1): 161-170.
- Strahler, A.N. 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology. EOS Transactions AGU, 38: 913–920.
- Strahler, A.N. 1965. Introduction to Physical Geography. Wiley, New York.
- Strunk, H. 1989. Dendrogeomorphology of debris flows. Dendrochronologia, 7: 15-25.
- Strunk, H. 1991. Frequency distribution of debris flows in the Alps since the “Little Ice Age.” Zeitschrift fuer Geomorphologie, Supplement–Band, 83: 71-81.

- Strunk, H. 1997. Dating of geomorphological processes using dendrogeomorphological methods. *Catena*, 31 (1-2): 137-151.
- Sun, B., Zhou, S., Zhao, Q. 2003. Evaluation of spatial and temporal changes of soil quality based on geostatistical analysis in the hill region of subtropical China. *Geoderma*, 115: 85-99.
- Susmel, L., Viola, F., Bassato, F., 1976. Ecologia della lecceta del Supramonte di Orgosolo (Sardegna Centro-orientale). *Annali centro di Economia Montana delle Venezie*, 10.
- Swetnam, T.W., Lynch, A.M. 1993. Multicentury, regional-scale patterns of western spruce budworm outbreaks. *Ecological Monographs*, 63(4): 399-424.
- Takahashi, T. 1978. Mechanical characteristics of debris flow. *J. Hydraul. Div. Am. Soc. Civ. Eng.*, 104: 1153-69.
- Takahashi, T. 1981. Debris flow. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, 13:57-77.
- Tang, Z., Engel, B.A., Pijanowski, B.C. Lim, K.J. 2005. Forecasting land use change and its environmental impact at a watershed scales. *Journal of Environmental Engineering*, 76: 35-45.
- Tani, M. 1997. Runoff generation processes estimated from hydrological observations on a steep forested hillslope with a thin soil layer. *Journal of Hydrology*, 200: 84-109.
- Tarboton, DG. 1997. A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. *Water Resour. Res.*, 33: 309-319.
- Témez, J.R. 1987. Cálculo hidro-meteorológico de caudales máximos en pequeñas cuencas naturales. Dirección General de Carreteras. MOPU.
- Témez, J.R. 1991. Extended and improved Rational Method. Version of the Highways Administration of Spain: Proc. XXIV Congress. Madrid (España), A: 33-40.

- Terajima, T., Moroto, K. 1990. Stream flow generation in a small watershed in granitic mountain. Transactions Japanese Geomorphological Union, 11: 75–96 (en japonés con resumen en inglés).
- Terzaghi, K. 1936. The shearing resistance of saturated soils and the angle between the planes of shear. Proc. 1st Int. Conf. Soil Mech., 1:54–56.
- Terlien, M.T.J. 1997. Hydrological landslide triggering in ashcovered slopes of Manizales (Columbia). Geomorphology, 20: 165-175.
- Terlien, M.T.J. 1998. The determination of statistical and deterministic hydrological landslide-triggering thresholds. Environ. Geol., 35 (2-3): 124-130.
- Toy, T.J., Foster, G.R., Renard, K.G. 2002. Soil Erosion: Processes, Prediction, Measurement, and Control. Wiley, New York.
- Troe, F.R. 1965. Landform equations fitted to contour maps. Am. J. Sci., 263: 616-627.
- Truman, C.C., Bradfor, J.M. 1990. Effect of antecedent soil moisture on splash detachment under simulated rainfall. Soil Science, 150: 787-798.
- Truman, C.C., Bradford, J.M., Ferris, J.E. 1990. Antecedent water content and rainfall energy influence on soil aggregate breakdown. Soil Sci.Soc. Am. J. 54: 1385-1392.
- Tsuboyama, Y., Sidle, R.C., Noguchi, S., Murakami, S., Shimizu, T. 2000. A zero-order basin —its contribution to catchment hydrology and internal hydrological processes. Hydrological Processes, 14: 387–401.
- Tsukamoto, Y. 1961. An experiment on subsurface flow. Journal of the Japanese Forestry Society, 43: 62–67 (en japonés con resumen en inglés).
- Tsukamoto, Y. 1963. Storm discharge from an experimental watershed. Journal of the Japanese Forestry Society, 45: 186–190.

- Tsukamoto, Y. 1981. Prediction of debris yield and geomorphological change of mountain slopes caused by shallow slips during heavy storms. Transactions Japanese Geomorphological Union, 2(1): 31–35.
- Tsukamoto, Y., Ohta, T., Noguchi, H. 1982. Hydrological and geomorphological study of debris slides on forested hillslope in Japan. In Recent Development in the Explanation and Prediction of Sediment Yield , Walling DE (ed.). IAHS Publication 137. IAHS Press: Wallingford, UK: 89–98.
- Tsukamoto, Y., Ohta, T. 1988. Runoff processes on a steep forested slope. Journal of Hydrology, 102: 165–178.
- Uchida, T., Kosugi, K., Mizuyama, T. 1999. Runoff characteristics of pipeflow and effects of pipeflow on rainfall-runoff phenomena in a mountainous watershed. Journal of Hydrology, 222: 18–36.
- US Department of Agriculture, USDA. 1986. Urban hydrology for small watersheds, Technical Release 55. Soil Conservation Service, Washington, DC.
- U.S. Army Corps of Engineers, (USACE). 1969. Routing of floods through river channels. Engineer Manual 1110-2-1408. Washington, D.C.
- US. Army Corps of Engineers (USACE). 2000. Hydrologic Modelling System. HEC-HMS. Technical Reference Manual. Hydrologic Engineering Center, Davis, CA.
- US. Army Corps of Engineers (USACE). 2001. Hydrologic Modeling System HEC-HMS. User's Manual (Version 2.1). Hydrologic Engineering Center, Davis, CA.
- US. Army Corps of Engineers (USACE). 2002. River Analysis System HEC-RAS. User's Manual (Version 3.1). Hydrologic Engineering Center, Davis, CA.
- U.S. Army Corps of Engineers (USACE). 2003. Geospatial Hydrologic Modeling Extension HEC-GeoHMS (Version 1.1). Hydrologic Engineering Center, Davis, CA.
- U.S. Bureau of Reclamation (USBR). 1989. Flood hydrology manual. U.S. Department of the Interior.

- U.S. Department of Agriculture (USDA). 2001. Guidelines for Soil Quality Assessment in Conservation Planning. <http://soils.usda.gov/sqi/files/Assess>.
- U.S. Environmental Protection Agency (USEPA). 2001. Our built and natural environments: a technical review of the interactions between land use, transportation and environmental quality 2001 p.4.
- U.S. Geological Survey (USGS). 1997. Regional equations for estimation of peak streamflow frequency for natural basins in Texas. Water Resources Investigation Rep. 96-4307, U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey, Austin, Texas.
- Vallance, J.W., Scott, K.M. 1996. The Osceola Morgenstern mudflow from Mount Rainier: sedimentology, behavior, and hazard implications of a huge cohesive debris flow. *Geol. Soc. Am. Bull.* In press.
- Vanderkerckhove, L., Muys, B., Poesen, J., de Weerd, B., Coppé, N. 2001. A method for dendrochronological assessment of medium-term gully erosion rates. *Catena*, 45: 123-161.
- Vanoni, V.A. 1975. *Sedimentation Engineering. Reports in Engineering Practice.*
- Varnes, D.J. 1978. Slope movement types and processes. In *Landslides—Analysis and Control*, Transportation Res. Board Special Rep. 176, ed. RL Schuster, RJ Krizek, pp. 11–33. Washington, DC: Natl. Acad. Sci.
- Vázquez, R. 1985. Diseño hidráulico de conductos de saneamiento urbano. *Revista de Obras Públicas*. Septiembre: 743-748.
- Vázquez, R., Redaño, A., Lorente, J. 1987. Curvas IDF Barcelona-Fabra. *Revista de Obras Públicas*. Febrero: 91-102.
- Vázquez, R., 1991a. Cálculo de caudales en alcantarillas (parte primera: la lluvia). *Revista de Obras Públicas*. Marzo: 13-24.
- Vázquez, R., 1991b. Cálculo de caudales en alcantarillas (parte segunda: la escorrentía). *Revista de Obras Públicas*. Abril: 43-55.

- Vázquez, R., 1991c. Cálculo de caudales en alcantarillas (parte tercera: la propagación). *Revista de Obras Públicas*. Mayo: 27-36.
- Vázquez, T. 1986. Fracturación y génesis del relieve en el sector suroriental del Macizo de Gredos. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid.
- Verstraeten, G., Poesen, J. 2002. Using sediment deposits in small ponds to quantify sediment yield from small catchments: possibilities and limitations. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27: 1425–1439.
- Vidal Box, C. 1937. Ensayo sobre la interpretación morfológica y tectónica de la Cordillera Central en el segmento comprendido en la provincia de Ávila. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 34: 117-120.
- Vidal Box, C. 1942. La línea morfotectónica meridional de la Sierra de Guadarrama. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* XL: 117-132.
- Vidal Box, C. 1948. Nuevas aportaciones al conocimiento geomorfológico de la Cordillera Central. *Estudios Geogr.*, 30: 5-52.
- Vieira, B.C., Fernandes, N.F. 2004. Landslides in Rio de Janeiro: the role played by variations in soil hydraulic conductivity. *Hydrological Processes*, 18: 791–805.
- Vigiak, O., Sterk, G., Romanowicz, R.J., Beven, K.J. 2006. A semi-empirical model to assess uncertainty of spatial patterns of erosion. *Catena*, 66 (3): 198-210.
- Wainwright, J., Parsons, A.J., Abrahams, A.D. 2000. Plot-scale studies of vegetation, overland flow and erosion interactions: case studies from Arizona and New Mexico. *Hydrological Processes*, 14 (16–17): 2921–2943.
- Walker, L.R., del Moral, R. 2005. *Primary Succession and Ecosystem Rehabilitation*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Ward, R.C. 1975. *Principles of hydrology*. McGraw-Hill Book Company (UK) Limited, London.

- Warkentin, B.P. (1995). The changing concept of soil quality. *Journal of Soil Water Conservation*, 50 (3): 226-228.
- Weber, U.M. 1997. Dendroecological reconstruction and interpretation of larch budmoth (*Zeiraphera diniana*) outbreaks in two central alpine valleys of Switzerland from 1470-1990. *Trees*, 11: 277-290.
- Wendland, W.M. 1975. An Objective Method to Identify Missing or False Rings. *Tree-Ring Bulletin*, 35: 41-47.
- Weyman, D.R. 1974. Runoff process, contributing area and streamflow in a small upland catchment. In: *fluvial processes in instrumented watersheds; studies of small watersheds of the British Isles*. Gregory, K.J., Wallang, D.E. (eds). Inst. Brit. Geogr; London, United Kingdom (GBR).
- Wieczorek, G.F. 1987. Effect of rainfall intensity and duration on debris flows in central Santa Cruz Mountain, California. *Reviews in Engineering Geology VII*: 93-104.
- Wieczorek, G.F., Sarmiento, J. 1988. Rainfall, piezometric levels and debris flows near La Honda, California, in storms between 1975 and 1983. Landslides, floods and marine effects of the storm of Jan 3-5, 1982, in the San Francisco Bay region, California. *USGS Prof. Papers*, 1434: 43-63.
- Wieczorek, G.F., Morgan, B.A., Campbell, R.H. 2000. Debris flow hazards in the Blue Ridge of Central Virginia. *Environmental and Engineering Geoscience*, 6 (1): 3-23.
- Wight, J.R., Skiles, J.W. (eds). 1987. Simulation of production and utilization of rangelands. Document and user guide. ARS 63, USDA-ARS, 244-252.
- Wilding, L.P., Lin, H. 2006. Advancing the frontiers of soil science towards a geoscience. *Geoderma*, 131: 257-274.
- Williams, J.R. 1975. Sediment yield prediction with Universal Equation using runoff energy factor, Rep. No. ARS-S-40. USDA-ARS.

- Williams, J.R., Berndt, H. D. 1977. Sediment yield prediction based on watershed hidrology. Trans. ASAE 20: 1100-1104.
- Williams, J.R., Jones, C.A., Dyke, P.T. 1984. A modeling approach to determining the relationship between erosion and soil productivity. Transactions of the ASAE, 27: 129–144.
- Williams, J.R., Jones, C.A., Dyke, P.T. 1984. The EPIC model and its application. Proc Intl. Symp. on Minimum Data Sets for Agrotecnology Transfer, Marcha 21-26, 1983. ICRISAT Center, India.
- Williams, J.R., Nicks, A.D., Arnold, J.G. 1985. Simulator for water resources in rural basins. J.Hydraul. Eng., ASCE 111: 970-986.
- Wilson, G.V., Alfonsi, J.M., Jardine, P.M., 1989. Spatial variability of saturated hydraulic conductivity of the subsoil of two forested watersheds. Soil Science Society of America Journal, 53: 679–685.
- Wilson, G.V., Jardine, P.M., Luxmoore, R.J., Jones, J.R. 1990. Hydrology of a forested hillslope during storm events. Geoderma, 46: 119–138.
- Wilson, R.C., Wieczorek, G.F. 1995. Rainfall thresholds for the initiation of debris flow at La Honda, California. Environmental and Engineering Geoscience, 6 (1): 3-23.
- Wilson, R.C., Wieczorek, G.F. 1995. Rainfall thersholds for the initiation of debris flows at La Honda, California, California. Environ Eng Geosci, 1: 11-27.
- Wischmeier, W.H., Smith, D.D. 1958. Rainfall energy and its relationship to erosion losses. Trans. Am. Geophys. Union, 39: 285-291.
- Wischmeier, W.H., Smith, D.D. 1965. Predicting rainfall —erosion losses from cropland east of the Rocky Mountains. Agr. Handbook No. 282, USDA, Washington, D.C.

- Wischmeier, W.H., Smith, D.D. 1978. Predicting Rainfall Erosion Losses —A guide to Conservation Planning. USDA-Agriculture Handbook No. 537. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.
- Wolhiser, D.A. 1975. Simulation of unsteady overland flow. In: unsteady flow in open channels, Vol II: 485-508. Water Resources Publications. Fort Collins, CO.
- Wolman, M.G. 1967. A cycle of erosion and sedimentation in urban river channels. *Geog. Annaler*, 49 A: 385-396.
- Woods, R.A., Sivapalan, M., Robinson, J.S. 1997. Modeling the spatial variability of subsurface runoff using a topographic index. *Water Resour. Res.*, 33: 1061-1074.
- Wu, W., Sidle, RC. 1995. A distributed slope stability model for steep forested basins. *Water Resources Research*, 31: 2097–2110.
- Yamaguchi, D.K. 1983. New tree-ring dates for recent eruptions of Mount St. Helens. *Quaternary Research*, 20: 246-250.
- Yang, C.T. 1971. Potential energy and stream morphology. *Water Resources Research*, 7: 311-322.
- Yang, C.T. 1972. Unit stream power and sediment transport. *J. Hydraul. Div., Proc. Am. Soc. Civil Eng.*, 98 (HY 10): 1805-1826.
- Yapo, P., Gupta, H., Sorooshian, S., 1998. Multi-objective global optimization for hydrologic models. *Journal of Hydrology*, 204: 83–97.
- Youd, T.L. 1973. Liquefaction, flow and associated ground failure. *US Geol. Surv. Circ.* 688.
- Zezere, J.L., Fereira, A.D.B., Rodrigues, M.L. 1999. The role of conditioning and triggering factors in the occurrence of landslides: a case study in the area north of Lisbon (Portugal). *Geomorphology*, 30: 133-146.

ÍNDICE DE FIGURAS

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Localización de los cinco escenarios planteados (editados en verde). Igualmente, se incluye el ámbito de estudio de diversas tesis doctorales y tesis de licenciatura sobre geomorfología del Sistema Central presentadas en el Departamento de Geodinámica de la Facultad de Ciencias Geológicas (UCM) en las últimas décadas. Leyenda de los bordes: línea fina, tesis doctorales; línea discontinua, tesis de licenciatura; línea gruesa, presente tesis doctoral. Leyenda de los códigos: 1, Pedraza (1978); 2, Garzón (1972, 1980); 3, Fernández (1987); 4, Vázquez (1986); 5, Carrasco (1997); 6, Centeno (1988); 7, Sanz (1987); 8, Martín Duque (1997); 9, Fernández (1976); y 10, Díez (2001).	22
Figura 1.2. Modelos de datos, interfaces y herramientas incluidos en GeoFIRM 3.0. (Olivera <i>et al.</i> , 2006).....	27
Figura 2.1. Procesos que condicionan la formación de la escorrentía (Modificado de Ward, 1975).....	29
Figura 2.2. Tipos de escorrentía en laderas (Beven, 1986).....	33
Figura 2.3. Modelo conceptual que permite explicar la formación de escorrentía superficial por exceso de saturación en una ladera. Para ello se debe cumplir que: $Aq/b \geq TM$, donde: A= área drenante parcial de cuenca; q= caudal de escorrentía superficial; b= valor de longitud de contorno; T= transmisividad de la masa de suelo; M= pendiente local (O'Loughlin, 1986).....	35
Figura 3.1. Distribución espacial de los tipos de erosión hídrica existentes a nivel de cuenca hidrográfica.	37
Figura 3.2. Modelo conceptual desarrollado para explicar la erosión por arroyada (Meyer & Wischmeier, 1969).....	39
Figura 3.3. Clasificación morfométrica de laderas. Cada una de las tipologías consideradas determina una respuesta hidrológica diferenciada (Troeh, 1965).....	44
Figura 3.4. Modelo general del movimiento de sedimentos en una cuenca fluvial (Avendaño <i>et al.</i> , 1993).....	47
Figura 3.5. Algunos métodos de estimación directa de la erosión. A) batimetría de embalses, B) draga para medida de colmatación, C) microperfilador topográfico, D) agujas de erosión, E) parcela experimental, F) microparcela experimental, G) flume para emisión de cuencas, H) trampa para emisión en cuencas, I) pares estereoscópicos.	50
Figura 3.6. A) Representación grafica de los componentes de un anillo: madera temprana y madera tardía (fuente URL: http://www.ltrr.arizona.edu/dendrochronology.html). B) Visualización de madera temprana (M.tem) y tardía (M.tar) en una raíz de <i>Pinus sylvestris</i> analizada en esta tesis.	54

Figura 3.7. A) Desarrollo radicular en condiciones de cobertura edáfica normal, así como de exposición subaérea; B) patrón de crecimiento concéntrico en raíces no expuestas; C) y D) patrón de crecimiento excéntrico en raíces expuestas. Los anillos que denotan exposición, junto con la altura de suelo denudado, determinan la tasa de erosión resultante.....	64
Figura 4.1. Rotura plana en ladera ‘infinita’ (González de Vallejo <i>et al.</i> , 2002).	78
Figura 4.2. Saturación y desestabilización de formaciones superficiales, como resultado de la elevación del nivel freático y filtración paralela al talud (Crosta, 1998).....	80
Figura 4.3. Saturación y desestabilización de formaciones superficiales, como resultado del avance de un frente de saturación desde la superficie de la ladera.	80
Figura 4.4. Modelo conceptual para la movilización de una avenida de derrubios en una ‘ladera infinita’, (Takashashi, 1981).	81
Figura 4.5. Ejemplo de distribución de presiones de poros en una masa de suelo parcialmente saturada (Rahardho <i>et al.</i> , 1995).	81
Figura 4.6. Cambios en los parámetros: esfuerzo tangencial; resistencia al corte y densidad aparente para suelos densos y flojos, durante los estados iniciales de deformación tangencial cuasiestática (Ellen & Fleming, 1987).	83
Figura 4.7. Umbrales de lluvia (intensidad/duración) desencadenantes de deslizamientos superficiales definidos por diferentes autores (Terlien, 1998).	86
Figura 4.8. Ejemplos de mallas en las que se representa; a) modelo digital de elevaciones (MDE); b) MDE corregido; c) modelo digital de direcciones de flujo; d) modelo digital de flujo acumulado (Olivera, 2001).....	95
Figura 4.9. Identificadores numéricos asignados en un dominio ‘raster’ a la cuenca y el tramo de canal y desagüe asociados. Obsérvese que los mismos son coincidentes (Olivera, 2001).	97
Figura 4.10. Ejemplo de cuenca vectorizada en la que se muestran: subcuencas; segmentos y nodos, así como los identificadores numéricos asignados a cada elemento hidrológico. La cuenca N° 7 contiene los segmentos (tramos de canal) N° 3, N° 6 y N° 7, como resultado de la unión de las subcuencas N° 3, N° 6 y N° 7. El identificador asignado a esta subcuenca es el del segmento cuyo nodo de finalización coincide con el desagüe de la subcuenca resultante de la unión antedicha (Olivera, 2001).....	98
Figura 4.11. Representación esquemática de una porción de modelo de cuenca en HMS. Dicha figura también incluye cómo se representa en un archivo ASCII la relación topológica existente entre cada elemento hidrológico con el elemento que se encuentra inmediatamente aguas abajo (Olivera, 2001).....	101
Figura 4.12. Modelo meteorológico conceptual seguido (USACE, 2000).	107
Fotografía 5.1. Medida de aguja mediante flexómetro.....	119
Fotografía 5.2. Medida de aguja mediante calibrador invertido.....	119

Figura 5.1. Elementos que integran el acúmetro: a) tubo cilíndrico recto y rígido; b) varilla cilíndrica recta y rígida con escala graduada (Díez, 2005a). 120

Figura 5.2. Procedimiento para la medida de una aguja de erosión: a y b) se introduce el acúmetro en la parte superior de la aguja con precaución de no perturbar en exceso; c) se desliza el tubo hasta que alcance la base de la aguja (superficie del suelo); d) se realiza la medida en el enrasamiento del borde superior biselado del tubo con la escala graduada de la varilla (Díez, 2005a). 121

Figura 6.1. Modificación de las tasas de infiltración de lluvia en respuesta a la urbanización (Chow *et al.*, 1988). 123

Figura 6.2. Modificación del hidrograma de crecida en respuesta a la urbanización (Martín-Duque *et al.*, 2002). 123

Figura 6.3. Modelo TIN en el que se representan las líneas transversales al canal, que sirven de referencia para definir las secciones transversales. 132

Figura 6.4. TIN sobre el que se representan las áreas inundables para T= 100 años obtenidas por intersección de la superficie en lámina libre definida en HEC-RAS con el MDT. 133

Figura 6.5. Organización de la aplicación GeoFIRM 3.0 en una geodatabase corporativa gestionable desde ArcSDE 9.0 (Olivera *et al.*, 2006). 133

Figura 7.1. A) Raíces expuestas de *Pinus sylvestris* en la Senda Schmidt (Valsaín, Segovia) (Bodoque *et al.*, 2005). B) Altura de suelo desnuda en un punto del emplazamiento estudiado en Monterrubio; El proceso erosivo está desencadenado por el sobrepastoreo históricamente existente en esta área. 135

Figura 7.2. Localización de las dos áreas de estudio en el contexto geomorfológico de la Sierra de Guadarrama, en el centro de la Península Ibérica a) Macizo Hespérico; b) Cinturones Alpinos; c) Cuencas Cenozoicas. Las coordenadas están referidas a la zona 30T, Proyección UTM, elipsoide de Hayford (Bodoque *et al.*, 2005). 138

Figura 7.3. Sistemática seguida en campo para la toma de datos y corta de las secciones de raíz: a) medida de la altura de suelo desnudo; b) preparación previa de la raíz expuesta antes de ser cortada; c) corta de la raíz con sierra de mano; d) ejemplo de sección de raíz expuesta (<i>Pinus sylvestris</i>) muestreada en la senda Schmidt.	140
Figura 7.4. Secciones pulidas de raíces expuestas de: a) <i>Pinus sylvestris</i> (senda Schmidt). Se observa un patrón de crecimiento en la serie de anillos excéntrico, así como la existencia de reacción en madera. Ambos son resultado de la exposición de la raíz; b) <i>Quercus ilex</i> (bosque abierto de encinas en Monterrubio) (Bodoque <i>et al.</i> , 2005).	142
Figura 7.5. Umbral de cambio (resultado de la exposición) en la medida de anchura de los anillos, <i>Pinus sylvestris</i> , senda Schmidt. La línea discontinua indica el primer año de exposición (Bodoque <i>et al.</i> , 2005).	152
Figura 7.6. Variación en el tiempo, consecuencia de la exposición de las raíces, de la anchura de los anillos, así como del tamaño de las traqueidas en <i>Pinus sylvestris</i> (Bodoque <i>et al.</i> , 2005).	152
Figura 7.7. Variación en el tiempo de los factores: número de traqueidas y porcentaje de madera tardía (<i>Pinus Sylvestris</i> , senda Schmidt) (Bodoque <i>et al.</i> , 2005).	153
Figura 7.8. A) Sección de una raíz de <i>Pinus sylvestris</i> en condiciones de no exposición (A, B, C, D), representan anillos de crecimiento. L+E. B) Sección de una raíz expuesta de <i>Pinus sylvestris</i> . Como consecuencia de la exposición, se observa un incremento en la anchura de los anillos de crecimiento, así como en el porcentaje de madera tardía. L= madera tardía; E= madera temprana (Bodoque <i>et al.</i> , 2005).	154
Figura 7.9. Evaluación cualitativa del grado de ajuste de las medidas de tasa de erosión (obtenidas en la senda Schmidt) a una distribución de probabilidad normal.	156
Figura 7.10. Evaluación cualitativa del grado de ajuste de las medidas de tasa de erosión (obtenidas en el emplazamiento de Monterrubio) a una distribución de probabilidad normal.	159
Figura 7.11. Gráficos de dispersión entre la variable dependiente ('tasa de erosión media') y las variables independientes (factores ambientales) considerados en la Senda Schmidt.	166
Figura 7.12. Gráficos de dispersión entre la variable dependiente (tasa de erosión media) y las variables independientes (factores ambientales) considerados en Monterrubio.	167

Figura 7.13. Gráfico de medias para los factores ambientales considerados en el análisis de comparación múltiple realizado mediante el contraste de Fisher de mínimas diferencias significativas.....	169
Figura 7.14. Gráfico de residuos para la variable dependiente.	169
Figura 8.1. Situación de la cuenca vertiente al embalse de Puente Alta; vertiente septentrional de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español, provincia de Segovia) (Bodoque <i>et al.</i> , 2001).....	172
Figura 8.2. Esquema geomorfológico de la cuenca vertiente al embalse de Puente Alta (Bodoque <i>et al.</i> , 2001).	173
Figura 8.3. Metodología del estudio de erosión hídrica desarrollado en la cuenca de Puente Alta. El uso de técnicas dendrogeomorfológicas, desarrolladas en el capítulo anterior, se incluye aquí sólo con fines de completar el desarrollo metodológico.....	175
Figura 8.4. Esquema metodológico seguido para estimar la tasa de degradación específica de la cuenca que vierte al embalse de Puente Alta, a partir de la implementación en IDRISI 32 de la RUSLE corregida mediante un Coeficiente de Entrega de Sedimentos (CES) (Bodoque <i>et al.</i> , 2001).....	176
Figura 8.5. Esquema metodológico seguido para implementar en IDRISI 32 la Ecuación Universal de Pérdida de Suelo Modificada (MUSLE).	177
Fotografía 8.1. Vista aérea oblicua de la presa de Puente Alta, al inicio de las obras de impermeabilización del paramento durante el verano de 1995.	178
Figura 8.6. Mapas temáticos utilizados para la aplicación de la Ecuación Universal de Pérdidas del Suelo Revisada (RUSLE): a) mapa de suelos; b) modelo digital de elevaciones, MDE; c) mapa de pendientes obtenido a partir del MDE; d) mapa de escorrentía acumulada, también obtenido a partir del MDE; e) mapa de vegetación (Bodoque <i>et al.</i> , 2001).....	186
Figura 8.6 bis. Capas temáticas que reflejan la representación espacial de los distintos factores que definen la RUSLE, así como el resultado de su integración: a)factor erosividad de la lluvia (R); b) factor de erosionabilidad del suelo (K); c) factor longitud-pendiente de las laderas (LS); d) factor de cultivos y gestión (C); e) factor prácticas de conservación (P). (Bodoque <i>et al.</i> , 2001).	187

Figura 8.7. Organización jerárquica de la red hidrográfica perteneciente a la cuenca vertiente al embalse de Puente Alta (Bodoque <i>et al.</i> , 2001).	189
Figura 8.8. Umbrales de escorrentía, P_0 , para condiciones intermedias de humedad antecedente.	194
Figura 8.9. Pérdidas medias anuales de suelo estimadas mediante aplicación de la RUSLE (resultados en t/ha/año). Estas medidas representan la erosión potencial bruta en la cuenca vertiente al embalse de Puente Alta (Bodoque <i>et al.</i> , 2001).	197
Figura 8.10. Rendimiento de sedimentos (toneladas) para los cinco chubascos con un volumen de precipitación mayor, considerando el periodo 1965-1980, así como para el aguacero 'tipo' definido a partir del cálculo de la media de las precipitaciones máximas del mismo periodo.	199
Figura 9.1. Imagen del radar meteorológico correspondiente a las 23,30 h del día 17-12-98, donde se aprecian los núcleos de precipitación sobre la Sierra del Valle (Díez, 2001).	201
Figura 9.2. Zona en la que se desencadenó el movimiento en masa, que acabó derivando en avenida de derrubios. La potencia aproximada del manto de meteorización es de 0,75m.	201
Figura 9.3. Porción de cuenca del arroyo Cabrera estudiada, en el ámbito de la cuenca hidrográfica del río Alberche, así como en el contexto geológico peninsular, representando: a= Macizo Hespérico; b= Cinturones Alpinos; c= Cuencas Cenozoicas (Bodoque <i>et al.</i> , en prensa).	205
Fotografía 9.1. Vista general de la cuenca del arroyo Cabrera en la sierra del Valle, donde se aprecian las consecuencias de la avenida instantánea (cauce en tonos claros) (Díez, 2001).	206
Figura 9.4. Vegetación predominante en el sector de cuenca estudiado del arroyo Cabrera.	206
Figura 9.5. Suelos edáficos predominantes en el sector estudiado del arroyo Cabrera.	207
Fotografía 9.2. Efecto de la avenida instantánea sobre el puente situado junto a la colonia infantil de Venero Claro.	208
Fotografía 9.3. Efecto de la avenida instantánea sobre las pistas forestales (Díez, 2001).	208
Fotografía 9.4. Manto de derrubios depositado por el evento de 18 de diciembre de 1997 (Díez, 2001).	209

Fotografía 9.5. Troncos depositados por la avenida instantánea, que además taponaron el puente de Trampalones.	209
Figura 9.6. Esquema simplificado del método desarrollado.	211
Figura 9.7. Esquema metodológico desarrollado. En relación con el modelo hidrogeotécnico, se tiene que: C' = cohesión efectiva; ϕ' = ángulo de fricción interna efectivo; ρ_s = densidad aparente del suelo; h = espesor de la masa de suelo; K_s = conductividad hidráulica; a/b = área aportante por unidad de longitud de contorno (Bodoque <i>et al.</i> , en prensa).	212
Figura 9.8. Secciones de control definidas para aplicar el método hidráulico del calado-crítico en el ámbito de la porción de cuenca estudiada.	216
Figura 9.9. Banco erosivo del arroyo Cabrera, donde se aprecia el perfil sigmoideal correspondiente al resalto hidráulico de la lámina de agua durante la crecida. El punto A-A' representa el lugar donde la lámina de agua alcanzó un calado crítico. Este punto fue utilizado como referencia para definir la sección de control A-A (Bodoque <i>et al.</i> , en prensa).	216
Figura 9.10. Perfil sigmoideal representativo de condiciones de flujo crítico. El punto B-B' es indicativo de profundidad crítica durante la crecida. Dicho punto fue utilizado como referencia para definir la sección de control B-B'.	216
Figura 9.11. Cascada indicadora de resalto hidráulico que, a su vez, es coincidente con la sección de control B-B'.	217
Figura 9.12. A) Componentes del pluviómetro de tipo cazoletas basculantes B) Vista del pluviómetro sito en el paraje ' La Atalaya'.	219
Figura 9.13. A) Situación de la instrumentación hidrológica instalada; B) sección utilizada para definir la curva de gasto del arroyo Cabrera; C) Limnígrafo digital, modelo WL 15; D) vista del limnígrafo una vez se instaló en la cuenca del arroyo Cabrera. Obsérvese que el sensor está protegido por un tubo de PVC; E) cable de transmisión de datos desde el sensor al datalogger; F) uso del molinete para medir la velocidad de la corriente.	220
Figura 9.14. Mapa de vegetación-usos del suelo y características hidrológicas.	222
Figura 9.15. Clases hidrológicas de suelo presentes en la cuenca del arroyo Cabrera.	223
Figura 9.16. Hidrograma observado en la cuenca del arroyo Cabrera, que sirve como ejemplo para ilustrar el modelo de recesión exponencial, que permite estimar el caudal de base.	224

Figura 9.17. Hietogramas registrados en los pluviómetros de Trampalones, Peña Parda y La Atalaya, para el evento de lluvia acontecido entre el 18 de octubre y el 20 de octubre de 2004.....	225
Fotografía 9.6. A) Ubicación del limnógrafo previamente a la ocurrencia de la avenida de 18-20 de octubre de 2004; B) Arranque y desplazamiento del limnógrafo desde su posición original, como resultado de la avenida.....	226
Figura 9.18. Flotantes depositados junto al puente de Venero Claro durante la avenida de 18-20 de octubre de 2004.	227
Figura 9.19. Disposición actual de los canchales, aguas arriba de donde se inició la rotura que derivó en la avenida de derrubios de 18 de diciembre de 1997.	231
Figura 9.20. Área contribuyente [m^2/m] para la porción de cuenca estudiada. Las cifras entre paréntesis representan los logaritmos decimales de las áreas contribuyentes.....	231
Figura 9.21. Planimetría del arroyo Cabrera y secciones transversales consideradas.....	232
Figura 9.22. Modelo de cuenca realizado en la extensión de ArcView HEC-GeoHMS y posteriormente exportado a la aplicación informática HEC-HMS (Bodoque <i>et al.</i> , en prensa).....	233
Figura 9.23. Ajuste entre los hidrogramas simulado y observado para el evento de 25 de octubre de 2005 (Bodoque <i>et al.</i> , en prensa).....	234
Figura 9.24. Hietograma sintético para el evento de precipitación que desencadenó la avenida instantánea de 18 de diciembre de 1997.....	237
Figura 9.25. Hietograma sintético definido, considerando la precipitación umbral desencadenante obtenida mediante aplicación del modelo hidrogeotécnico y el hietograma del evento de lluvia acontecido entre el 18 y el 20 de octubre de 2004	238
Figura 9.26. Modelo de cuenca definido mediante HEC-GeoHMS y cuyo desagüe coincide con las secciones donde se verificó la existencia de flujo crítico	238
Figura 9.27. Hidrograma simulado para el evento acontecido el 18 de diciembre de 1997. Como entrada al modelo se ha utilizado el hietograma utilizado como patrón de distribución temporal de eventos extremos.	239

Figura 9.28. Hidrograma simulado para el evento acontecido el 18 de diciembre de 1997. Como entrada al modelo, se ha utilizado el hietograma sintético definido a partir del método de las curvas Intensidad-Duración.....	239
Fotografía 10.1. Aspecto de la mina La Revilla una vez finalizada su explotación. La disposición caótica de huecos y escombreras, y el nivel acusado de degradación ambiental (incidencia severa de erosión hídrica y alteración paisajística, entre otros), son evidentes.	240
Figura 10.1. A) Topografía inicial de la ladera sobre la que se ubicó la cantera La Revilla; B) Topografía ‘tipo’, posterior a la explotación; C) Reconstrucción topográfica realizada en la restauración; D) Hipótesis de evolución geomorfológica (los números indican unidades morfológicas, con distintos procesos geomorfológicos activos) (Martín Duque <i>et al.</i> , 1998).	243
Fotografía 10.2. Ejecución de las obras de restauración. Extendido de coluvión carbonático (estériles con propiedades edáficas) sobre una superficie tipo “glacis” reconstruida con materiales arenosos y arcillosos (estériles sin propiedades edáficas). Nótese al fondo el antiguo frente de explotación, al pie del cual se diseñó un surco para retener los materiales caídos, de manera natural, desde el mismo.	244
Fotografía 10.3. Tapado de las semillas utilizando sistemas tradicionales y recursos locales.	245
Figura 10.2. A) Modelo 3D de la superficie afectada por la explotación minera; B) Reconstrucción topográfica llevada a cabo en la restauración, la cual constituye el punto de partida para establecer la evolución de este espacio a partir de monitorización.	246
Fotografía 10.4. Vista aérea de la cantera rehabilitada en el año 1995.	247
Figura 10.3. A) Detalle de una de las agujas de erosion utilizadas; B) construcción de la parcela experimental con agujas de erosión en la zona pastoreada; C) parcela experimental con agujas de erosión en zona protegida del pastoreo.	248
Figura 10.4. Localización de los puntos de muestreo de suelos dentro de la superficie rehabilitada.	252
Figura 10.5. Isolíneas de variación superficial (en milímetros), para el periodo 2004-2005, obtenidas a partir de agujas de erosión en dos parcelas situadas dentro de la superficie rehabilitada. (izquierda), parcela vallada, con valores de rebajamiento; (derecha), parcela sin vallar, con variaciones topográficas de acreción.	255

Figura 10.6. Variación en la concentración de fósforo asimilable (P_2O_5), según la posición de cada punto de muestreo en la ladera rehabilitada (perfil W de la Figura 10.4). Se han considerado las medidas de los cuatro años en los que se ha realizado muestreo: 1995, 1998, 2002 y 2005. El punto 5W no se muestreó adecuadamente en 1998, y no se incluye por tanto su valor.....260

Figura 10.7. Gráficos de medias, así como de los correspondientes intervalos, definidos a un nivel de confianza del 95%, en los que queda englobado este estadístico. Estos gráficos son representativos de los geoindicadores de calidad edáfica, que definen diferencias estadísticamente significativas respecto de los valores medios determinados para cada grupo de medidas. MDS = método de las mínimas diferencias significativas; BC= bases de cambio; m.o= materia orgánica.....260

Figura 11.1. Configuración fisiográfica de la ciudad de Segovia y de su entorno.262

Figura 11.2. Imagen de la ciudad de Segovia tomada en el año 1950, en la que se observa el cauce natural del arroyo Clamores a su paso por el puente de Valdevilla. La línea negra discontinua representa el *thalweg* del antiguo cauce natural del arroyo.....264

Figura 11.3. Vista de lo que en su momento fue el puente de Valdevilla. Del antiguo puente únicamente queda visible su tablero. Las líneas negras aproximan la ubicación del 'ojo' del puente, así como del canal de lo que fue el arroyo Clamores.264

Fotografía 11.1. Tramo de la cuenca alta del arroyo Clamores.....264

Figura 11.4. Mapa de la ciudad de Segovia en el que se indica la cronología histórica de las etapas de encauzamiento y recubrimiento del cauce natural del arroyo Clamores (indicado mediante una línea discontinua).265

Figura 11.5. Usos del suelo actuales en la cuenca urbana del Clamores (Bodoque *et al.*, 2003).....266

Figura 11.6. Mapa del número de curva para la ciudad de Segovia y su entorno. El mismo se ha obtenido mediante reclasificación de la cartografía digital urbana a escala 1/500.....268

Figura 11.7. Hietograma registrado en la estación meteorológica de Segovia durante el evento de 5 de junio de 2002.269

Figura 11.8. Topografía parcial del cauce natural del Clamores incluida en el proyecto de canalización y cubrición del tramo comprendido entre el puente de Valdevilla y la carretera de San Rafael (año 1948).....	270
Figura 11.9. Geometría original del puente de Valdevilla antes de ser cubierto parcialmente, durante las obras de canalización y cubrición entre el citado puente y la carretera de San Rafael (año 1948).....	271
Figura 11.10. Localización de las secciones transversales aguas abajo y aguas arriba del puente de Valdevilla (modificado de USACE, 2002). Le = longitud del tramo de expansión; Lc= longitud del tramo de contracción; ST= secciones transversales definidas.	274
Figura 11.11. Cartografía de la ciudad de Segovia y su entorno a principios del siglo XX. Odriozola-Grimaud (1901). Mapa de la ciudad de Segovia. Original en lienzo ubicado en las dependencias del Excmo. Ayto. de Segovia.....	275
Figura 11.12. Usos del suelo actuales en la ciudad de Segovia y futura área de ordenación urbana.....	276
Figura 11.13. Copia de una página de El Adelantado de Segovia de 7 de agosto de 1981, donde aparece una noticia extensa de un evento intenso de lluvia, que dio lugar a problemas de inundación en la ciudad de Segovia.....	278
Figura 11.14. Niveles, contrastados documentalmente, que alcanzó la avenida de 23 de junio de 1733 en el puente de Valdevilla y en la iglesia de Santa Eulalia.	279
Figura 11.15. Modelo de cuenca urbana vertiente a la estación depuradora de la ciudad de Segovia. El trazo discontinuo muestra la divisoria de la cuenca del antiguo arroyo Clamores.....	280
Figura 11.16. Ajuste entre los hidrogramas simulado y observado para el evento de 4-5 de junio de 2002.	281
Figura 11.17. Bloque 3D en el que se muestra el puente de Valdevilla durante el evento de 23 de junio de 1733.....	283
Figura 11.18. Modelo digital del terreno en el que se aproximan los efectos de la avenida de 23 de junio de 1733 en el entorno de la iglesia de Santa Eulalia.	284
Figura 11.19. Hietograma más adverso de duración horaria definido para simular el evento de 23 de junio de 1733.	284

Figura 11.20. Hidrograma estimado para la situación actual, como resultado de un evento de tormenta similar al acontecido el 23 de junio de 1733.	285
Figura 11.21. Hidrograma estimado para la situación de planeamiento futuro, como resultado de un evento de tormenta similar al acontecido el 23 de junio de 1733.	285
Fotografía 12.1. Pila de troncos lista para ser transportada. Pinar de la Acebeda.....	291
Fotografía 12.2. Vía de acarreo de troncos. Pinar de la Acebeda.....	291
Fotografía 12.3. Pastizal en la cuenca vertiente al embalse de Revenga.	292
Fotografía 12.4. Área de matorral y arbolado disperso en a cuenca vertiente al embalse de Revenga.....	292
Fotografía 12.5. Canchales en la cabecera de la cuenca vertiente al embalse de Puente Alta.....	293
Fotografía 12.6. Pluviómetro obturado debido a deposiciones de aves.	301
Figura 12.1. Registro de lluvia almacenado por el pluviómetro de Peña Parda entre el 6 de abril de 2005 y el 2 de noviembre de 2005. Obsérvese como en el tramo 'a' del pluviograma la intensidad de éste se reduce notablemente, como resultado del efecto recogido en la Fotografía 12.6.....	301

ÍNDICE DE TABLAS

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1.1. Procesos activos objeto de estudio en esta tesis; técnicas utilizadas para su caracterización y localización de las áreas de estudio.	23
Tabla 3.1. Variaciones anatómicas en la estructura celular de raíces expuestas de 'Larix decidua'. Los cambios están asociados a denudación continua de suelo y a eventos erosivos extremos, tipo corrientes de derrubios (Gärtner <i>et al.</i> , 2001).....	65
Tabla 4.1. .Métodos disponibles en HEC-HMS [*] para evaluar el proceso lluvia-escurrimiento (USACE, 2000).....	102
Tabla 4.2. Calibración del modelo. Funciones objetivo y métodos de búsqueda (USACE, 2000).....	102
Tabla 4.3. Funciones objetivo utilizadas.....	109
Tabla 5.1. Evaluación de la calidad del suelo mediante el uso de 'geoindicadores'. Modificado de Doran <i>et al.</i> , 1996; Larson & Pierce, 1993; Seybold <i>et al.</i> , 1998.	116
Tabla 7.1. Medidas de los parámetros muestreados y evaluados en la senda Schmidt (<i>Pinus sylvestris</i>) (Bodoque <i>et al.</i> , 2005).	147
Tabla 7.2. Medidas de los parámetros muestreados y evaluados en Monterrubio (<i>Quercus ilex</i>). Las líneas discontinuas indican falta de datos (Bodoque <i>et al.</i> , 2005).....	148
Tabla 7.3. Matriz de comparación de los grupos N (años de no exposición) y E (años de exposición) para cada muestra de madera estudiada. En la muestra 1 se definió otro grupo llamado P, que hace referencia a los años que siguen a la exposición. Los valores en negrita-cursiva indican que éstos no muestran diferencias estadísticamente significativas a un nivel de confianza del 95% (Bodoque <i>et al.</i> , 2005).	151
Tabla 7.4. Valores de los parámetros estadísticos aplicados a las tasas de erosión media, máxima y mínima calculadas en la senda Schmidt (Bodoque <i>et al.</i> , 2005).	155
Tabla 7.5. Tabla de frecuencias para la variable tasa de erosión media (Senda Schmidt) (Bodoque <i>et al.</i> , 2005).	157

Tabla 7.6. Valores de los parámetros estadísticos aplicados a las tasas de erosión media, máxima y mínima determinadas en Monterrubio (Bodoque <i>et al.</i> , 2005).....	158
Tabla 7.7. Valores del coeficiente de correlación de Spearman para las variables orientación de ladera y orientación de raíz, frente a la tasa de erosión media (Senda Schmidt).	160
Tabla 7.8. Matriz en la que se incluyen los valores correspondientes a la correlación lineal de Pearson entre variables (senda Schmidt).....	161
Tabla 7.9 Matriz en la que se incluyen los valores correspondientes a la correlación lineal de Pearson entre variables (Monterrubio).	162
Tabla 7.10. Valores del coeficiente de correlación de Spearman para las variables orientación de ladera y orientación de raíz, frente a la tasa de erosión media (Monterrubio).....	163
Tabla 7.11. Clases definidas para los factores utilizados en el análisis de la varianza (ADEVA) de la variable 'tasa de erosión media' (Senda Schmidt) (Bodoque <i>et al.</i> , 2002).....	164
Tabla 7.12. Clases definidas para los factores utilizados en el análisis de la varianza (ADEVA) de la variable tasa de erosión media (Monterrubio) (Bodoque <i>et al.</i> , 2002).	165
Tabla 7.13. Análisis de la varianza para la variable dependiente (senda Schmidt) (Bodoque <i>et al.</i> , 2002).....	165
Tabla 7.14. Análisis de la varianza para la variable dependiente (Monterrubio) (Bodoque <i>et al.</i> , 2002).....	165
Tabla 7.15. Análisis de comparación múltiple entre la variable dependiente y el factor edad de exposición (Bodoque <i>et al.</i> , 2005).....	168
Tabla 7.16. Análisis de comparación múltiple entre la variable dependiente y el factor edad de exposición (Bodoque <i>et al.</i> , 2005).....	168
Tabla 8.1. Parámetros que definen la ecuación de Miller (1953) para la cuenca de Puente Alta (Bodoque <i>et al.</i> , 2001).	180
Tabla 8.2. Valores del factor C de la RUSLE para las masas forestales que ocupan la cuenca vertiente al embalse de Puente Alta (Bodoque <i>et al.</i> , 2001).	184

Tabla 8.3. Valores del factor C de la RUSLE para las zonas de pastizales, matorrales y arbustos de la cuenca vertiente al embalse de Puente Alta (Bodoque <i>et al.</i> , 2001).....	184
Tabla 8.4. Coeficiente de bifurcación para la cuenca vertiente al embalse de Puente Alta (Bodoque <i>et al.</i> , 2001).	189
Tabla 8.5. Ecuaciones de regresión definidas a partir de la correlación existente entre los chubascos, que se han considerado del periodo 1965-1980 y el modelo digital de elevaciones (MDE) de la cuenca.	192
Tabla 8.6. Valores del número de curva en la cuenca de Revenga, para condiciones de humedad antecedente del suelo medias. Tabla basada en MOPU (1990).....	193
Tabla 8.7. Estimación mediante aplicación de la MUSLE, de los sedimentos emitidos al embalse, como consecuencia de cada uno de los aguaceros considerados durante el periodo 1965-1980.	198
Tabla 9.1. Correlación entre clases texturales y distintos parámetros hidrogeológicos y geotécnicos (Rawls <i>et al.</i> , 1982).	214
Tabla 9.2. Localización y cota de los pluviómetros instalados en el arroyo Cabrera.	219
Tabla 9.3. Características básicas de los eventos de precipitación, considerando valores medios para los pluviómetros de Trampalones, Peña Parda y La Atalaya.	226
Tabla 9.4. Intervalos utilizados para la calibración de los parámetros (USACE, 2000).....	227
Tabla 9.5. Conductividad hidráulica definida sobre la base de la distribución textural de tres muestras de suelo, tomadas en el entorno del área donde se inició la avenida de derrubios.	230
Tabla 9.6. Parámetros básicos y valores de caudal crítico para secciones del arroyo Cabrera, calculados mediante la ecuación de caudales y profundidades críticas.	232
Tabla 9.7. Tabla resumen relativa a la simulación y calibración del evento de 25 de octubre de 2005.	234
Tabla 9.8. Valores agregados de los parámetros ajustados del modelo (originales y calibrados), para las subcuencas que integran el modelo.	235

Tabla 9.9. Valores originales y calibrados de los parámetros K y X del método de Muskingum en cada uno de los subtramos definidos en el modelo de cuenca.	236
Tabla 9.10. Estimación de los caudales punta sólido y líquido resultado de la ocurrencia del evento de 18 de diciembre de 1997.	239
Tabla 10.1. Métodos de análisis para la obtención de las medidas de los geoindicadores de calidad edáfica (MAPA, 1983).....	249
Tabla 10.2. Porcentaje de agregados estables al agua determinados de acuerdo con el contenido en arcilla y materia orgánica de un suelo (Shaimberg & Kemper, 1967).	250
Tabla 10.3. Medidas de los geoindicadores de calidad edáfica considerados para los años 1998, 2002 y 2005.	253
Tabla 10.3. (Continuación). Medidas de los geoindicadores de calidad edáfica considerados para los años 1998, 2002 y 2005.	253
Tabla 10.3. (Continuación). Medidas de los geoindicadores de calidad edáfica considerados para los años 1998, 2002 y 2005.	254
Tabla 10.4. Comparación entre valores medios de algunos geoindicadores edáficos, para distintas situaciones espaciales y temporales relacionadas con la mina rehabilitada.	256
Tabla 10.5. Comparación de valores medios de algunos geoindicadores edáficos entre la zona superior y la zona inferior de la ladera rehabilitada (ver Figura 10.4 para situación de las muestras). m.o= porcentaje de materia orgánica; BC= contenido en bases de cambio.....	257
Tabla 10.5. (Continuación). Comparación de valores medios de algunos geoindicadores edáficos entre la zona superior y la zona inferior de la ladera rehabilitada (ver Figura 10.4 para situación de las muestras). C/N= Relación carbono – nitrógeno.	258
Tabla 10.6. Test de múltiples rangos para el indicador de calidad edáfica % de materia orgánica. La existencia de diferencias estadísticamente significativas, se ha determinado a un nivel de confianza del 95%.	259

Tabla 10.7. Test de múltiples rangos para el indicador de calidad edáfica contenido en bases de cambio. La existencia de diferencias estadísticamente significativas, se ha determinado a un nivel de confianza del 95%.	259
Tabla 11.1. Cronología histórica de los encauzamientos realizados en el arroyo Clamores (González-Herrero, 1997).	263
Tabla 11.2. Valores del coeficiente de rugosidad de Manning adoptados para tramos urbanizados.....	273
Tabla 11.3. Valores del coeficiente de rugosidad de Manning adoptados para tramos no urbanizados.....	273
Tabla 11.4. Inundaciones históricas que tuvieron lugar en la ciudad de Segovia y su entorno (Díez A., comunicación personal).	277
Tabla 11.5. Tabla resumen relativa a la simulación y calibración del evento de 25 de octubre de 2005.....	281
Tabla 11.6. Valores agregados de los parámetros ajustados del modelo (originales y calibrados), para las subcuencas que integran el modelo.....	282
Tabla 12.1. Datos de afluencia de visitantes al camino Schmidt: dma, día de máxima afluencia; c, vehículos contados en aparcamiento; v, vehículos utilizados por grupos; m, número de personas en grupos; d, personas que pasan (Bodoque <i>et al.</i> , 2002).	289
Tabla 12.2. Lluvias para distintos periodos de retorno definidas a partir de las series de precipitación recogidas en las estaciones de Segovia y La Granja (González, 2001).	305